

FORTSCHRITTE DER MINERALOGIE

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft
unter der Redaktion von

Dr. Carl W. Correns

Professor an der Universität Göttingen

27. Band
(Jahrgang 1948)

Mit 8 Abbildungen und mehreren Tabellen im Text



STUTTGART 1950
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(ERWIN NÄGELE)

1 Klein H.

FORTSCHRITTE DER MINERALOGIE

Herausgegeben
von der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft
unter der Redaktion von
Dr. Carl W. Correns
Professor an der Universität Göttingen

27. Band
(Jahrgang 1948)

Mit 8 Abbildungen und mehreren Tabellen im Text



STUTTGART 1950
E. SCHWEIZERBART'SCHE VERLAGSBUCHHANDLUNG
(ERWIN NÄGELE)

Alle Rechte vorbehalten

Printed in Germany

Druck von Ernst Klett, Stuttgart

Inhaltsverzeichnis

Allgemeines

	Seite
Bericht über die 26. Jahresversammlung und Tagung der Mineralogischen Vereinigung (Deutsche Mineralogische Gesellschaft) vom 7.—13. September 1948 in Frankfurt/M.	1
Begrüßungsansprache des Geschäftsführers bei der Eröffnung der Tagung der Mineralogischen Vereinigung (DMG) in Frankfurt/M. am 7. September 1948	6
Begrüßungsansprache von B. RAJEWSKY.	8
Begrüßungsansprache von R. MERTENS	10
Begrüßungsansprache von K. H. SCHEUMANN.	12
Rundschreiben an die Ministerpräsidenten, Kultusminister und Finanzminister aller deutschen Länder und an die Direktoren der Mineralogischen Institute der deutschen Hochschulen vom 9. November 1948	17

Referate und Diskussionsbemerkungen

H. SCHNEIDERHÖHN, Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland	19
H. SEIFERT, Zur Trachtbeeinflussung durch Lösungsgenossen.	22
W. KLEBER, M. v. STACKELBERG und M. WALLRAFF, Kristallographische Untersuchungen an Natriumchlorid- und Natriumbromid-Harnstoff-Komplexen	24
K. SCHLOSSMACHER, „Kombinationen der Mineralfärbung“.	25
H. JAGODZINSKI, Eindimensional fehlgeordnete Kristalle und die Berechnung der Röntgenintensitäten	26
W. BORCHERT, Über Kristallgitter mit statistischer Verteilung	27
H. O'DANIEL, Zur Struktur der Silikatgläser	30
H. STRUNZ, Scholzit, eine neue Mineralart	31
— Zur Klassifizierung der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage. . .	32
E. HELLNER, Kristallchemie des Ga und In.	32
K. SPANGENBERG, Die Bindung des Kristallwassers in den Alaunen	33
R. MOSEBACH, Über Refraktometrische Messungen und Achselwinkelbestimmungen mit Hilfe des mehrachsigen Drehtisches	35

	Seite
S. KORITNIG, Ein Nomogramm zur Berechnung optischer Daten aus der Indikatrix	40
H. STRUNZ und R. MELDAU, Elektronenoptische Untersuchungen von ZnO , CaCO_3 , SiO_2 , TiO_2 , SnO_2 und MnO_2	41
K. SPANGENBERG, Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath. .	42
FR. HEGEMANN, Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager	45
FR. ROST, Die Minerallagerstätte von Wurlitz in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse im Vergleich mit alpinen Mineralklüften. . . .	46
R. KÜHN, Ein neues Vorkommen von Ascharit	49
E. NICKEL, Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald	52
H. SCHUMANN, Vergleich von Sediment- und Eruptivmaterial.	53
FR. HEGEMANN, Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr	54
A. SCHOLZ, Neues Tatsachen-Material und kritische Bemerkungen über die Rolle einiger der sogenannten leichtflüchtigen Stoffe in pegmatitischen Restmagmen	56
K. R. MEHNERT, Ergebnisse neuer Untersuchungen im Grundgebirge des Schwarzwaldes.	61
G. REIN, Vorkommen und Entstehung der orthitführenden Gesteine des Schwarzwaldes	61
W. WIMMENAUER, Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes (Schauinslandgebiet)	61
S. MATTHES, Über Enstatit-Olivinhornfelse aus der Oberpfalz.	63

Bericht über die Exkursionen etc.

Zweitägige Exkursion in den Odenwald. Führung: O. H. ERDMANNSDÖRFFER, E. NICKEL, MARION PETERS-RADZYK	66
Bericht über die Exkursion in die kristallinen Taunusgesteine. Von K. SCHLOSS-MACHER	69
Zweitägige Exkursion im Vogelsberg. Von E. LEHMANN und W. FLÖRKE	71

Abhandlungen

H. SCHUMANN, Beiträge zur Schwermineral-Analytik. Mit 8 Abbildungen und 3 Tabellen im Text	79
--	----

Allgemeines

Bericht

über die 26. Jahresversammlung und Tagung der Mineralogischen Vereinigung (Deutsche Mineralogische Gesellschaft) vom 7.—13. September 1948 in Frankfurt/M.

Bei der Tagung fanden folgende Veranstaltungen statt:

Vorstandssitzung, ordentliche Mitgliederversammlung, wissenschaftliche Sitzungen, ferner die Exkursionen Wiesbaden-Vordertaunus, Odenwald und Vogelsberg.

Die Vorbereitung der Tagung hatte als Geschäftsführer Herr O'DANIEL übernommen. Die Mineralogische Vereinigung ist ihm und seinen Mitarbeitern für die hervorragende Durchführung der Tagung zu großem Dank verpflichtet.

An der Tagung nahmen 58 Mitglieder und 43 Gäste teil.

Am Montag, den 6. September, fand die Vorstandssitzung im Mineralogischen Institut statt. Abends trafen sich die Tagungsteilnehmer im Hotel Monopol-Metropol.

Die Tagung wurde am Dienstag, den 7. September, 9 Uhr, mit einer Ansprache des Geschäftsführers über ihren Sinn und Zweck eröffnet. Danach entboten Worte der Begrüßung:

der Rektor der Universität Frankfurt,
der Dekan der Naturwiss. Fakultät der Universität Frankfurt,
der Direktor des Natur-Museums Senckenberg, zugleich als Vertreter des Direktors der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zu Frankfurt.

Der Vorsitzende sprach über das Wesen der Mineralogie als verbindender Wissenschaft zwischen den naturwissenschaftlichen Disziplinen.

In der anschließenden ordentlichen Mitgliederversammlung wurde der Jahresbericht erstattet. Hierüber ist folgendes zu berichten:

1. Mitgliederstand:

Die Mitgliederzahl ist seit der Gründungsversammlung in Bonn 1947 von rund 60 auf 214 gestiegen. Hierin sind enthalten:

Persönliche Mitglieder des Inlandes	188
Unpersönliche Mitglieder des Inlandes	12
Persönliche Mitglieder des Auslandes	13
Unpersönliche Mitglieder des Auslandes	1.

Abmeldungen haben im Berichtsjahr nicht stattgefunden.

2. Der Vorsitzende gedenkt der Toten: JOHANNES BINDRICH-Frankenberg, EMANUEL CHRISTA-Erlangen, EHRLINGHAUS-Göttingen, JOHANNES FAHRENHORST-Ludwigshafen, GEORG FREBOLD-Hannover, ILSE JAHN-Plauen, HERMANN KETTE-Freiburg, EBERHARD KÖHLER-Jena, GOTTLÖB LINCK-Jena, RUDOLF LOEBE-Berlin, HUGO ROTTLEUTHNER-Graz, WOLFGANG SCHEITHAUER-Dresden, RUDOLF SCHREITER-Freiburg, NORBERT TILLMANN-Bonn.

(Ein Nachruf auf unser Ehrenmitglied GOTTLÖB LINCK, Jena, kam bereits im 26. Band der Fortschritte (1947) zum Abdruck.)

Durch besonders tragische und uns bedrückende Todesumstände schieden vor einiger Zeit von uns: V. L. BILLIET-Gent, St. KREUTZ-Krakau, R. NOVAČEK-Prag, V. ROSICKY-Brünn, Frau L. SLAVIKOVA-Prag, F. ULRICH-Prag.

Die Anwesenden ehren stehend das Andenken der Verstorbenen.

3. Auf Vorschlag des Vorsitzenden wird Herr STEINMETZ-München wegen seiner langjährigen Verdienste und seiner Leistungen vor allem auf dem Gebiete der Kristallographie einstimmig zum Ehrenmitglied der Gesellschaft ernannt.

4. Der Vorsitzende berichtet über die Literaturbeschaffung aus dem Ausland. Sie ist vorläufig nur im Austauschverfahren möglich. Die Versammlung beauftragt Herrn TRÖGER mit einer Neuauflage der „Speziellen Petrographie der Eruptivgesteine“.

Die Verhandlungen über das Schicksal der „Fortschritte“ und unserer Zeitschriften werden den Herausgebern überlassen; sie sollen mit möglicher Beschleunigung handeln.

5. Es wird beschlossen, daß auf den künftigen Tagungen Vorträge nur dann gehalten werden können, wenn beim Geschäftsführer der Tagung 3 Monate vorher ein Kurzreferat des Vortrags abgegeben wurde, das möglichst vier Wochen vor der Tagung den Teilnehmern übermittelt werden soll.

6. Mitgliedsbeitrag: Der Mitgliedsbeitrag wurde auf DM 15.— neu festgesetzt, für Studenten DM 7.50. Für das Jahr 1948 gilt auf Vorschlag des Schatzmeisters folgende Sonderregelung, die angenommen wurde:

Mitglieder, die vor der Währungsreform den Jahresbeitrag noch nicht entrichtet hatten, zahlen DM 10.50.

Mitglieder, die vor der Währungsreform den Jahresbeitrag bereits entrichtet hatten, zahlen noch DM 9.50.

7. Als Prüfer der Kassenführung war Herr ROST, Direktor der Textilforschungsanstalt in Krefeld, bestellt worden. Der Bericht über die Prüfung des Buchabschlusses der Mineralogischen Vereinigung für die Zeit vom 28. August 1947 bis 20. Juni 1948 wird vom Schriftführer verlesen. Der Prüfer hat die Kassenführung geprüft und in Ordnung gefunden. Dem Schatzmeister wird Entlastung erteilt.

8. Mit der Prüfung der Verwaltung des Notfonds wird Herr WILLEMS beauftragt. Er stellt die ordnungsgemäße Führung des Notfonds fest. Der Verwalter des Notfonds, Herr O'DANIEL, wird entlastet. Herr O'DANIEL dankte im Namen der Mineralogischen Vereinigung allen Spendern für den Notfond, vor allem der Firma LEITZ, Wetzlar, für ihre großzügige Unterstützung. Er bittet um weitere Einzahlungen in den Notfond, der einer Auffüllung dringend bedarf.

9. Wahl des Vorstandes: Der bisherige Vorsitzende, Herr K. H. SCHEUMANN, bittet, von seiner Wiederwahl abzusehen. Die Vorstandswahl ergab:

Vorsitzender	O'DANIEL, Frankfurt
1. stellvertr. Vorsitzender	SCHEUMANN, Bonn
2. stellvertr. Vorsitzender	SCHNEIDERHÖHN, Freiburg
3. stellvertr. Vorsitzender und Schriftleiter der Fortschritte	
	CORRENS, Göttingen
Schriftführer	FRECHEN, Bonn
Schatzmeister	WILLEMS, Krefeld
Beirat: BEDERKE, ERDMANNSDÖRFFER, RAMDOHR, ROSE.	
Verwalter des Notfonds: O'DANIEL.	
Kommission für Lehr- und Prüfungsfragen: FLÖRKE, KLEBER, O'DANIEL,	
SCHEUMANN, SEIFERT.	

10. Als Tagungsort für das Jahr 1949 wurde nach einer Einladung durch Herrn SCHNEIDERHÖHN Freiburg i. Br. gewählt.

Die Geschäftsführung und Vorbereitung der Tagung hat Herr SCHNEIDERHÖHN übernommen.

11. Die Herren SEIFERT und FLÖRKE berichten über die Stellung der Mineralogie an den höheren Schulen.

Der neue Vorsitzende dankte für das ihm durch die Wahl erwiesene besondere Vertrauen und bat, ihn in seiner Amtsführung bestens zu unterstützen. Er dankte außer den ausscheidenden stellvertretenden Vorsitzenden und Beiratsmitgliedern vor allem dem scheidenden Vorsitzenden für die große Mühe, der er sich in einer turbulenten Zeit bei der Wiederbegründung der Gesellschaft und der Wiederaufnahme ihrer Arbeiten unterzogen hat, und würdigte seine Verdienste; er gab dabei seiner Zuversicht Ausdruck, daß der scheidende Vorsitzende ihm weiterhin als 1. Stellvertreter seine Hilfe leihen wird.

Am Abend des 7. September waren die Tagungsteilnehmer Gäste der Stadt Frankfurt in deren Gästehaus in Schönberg am Taunus.

Bei dieser Gelegenheit überbrachte der amtierende Bürgermeister von Frankfurt, Herr Dr. LEISKE, die Grüße der Stadt. Der Geschäftsführer und der Vorsitzende dankten für die großzügige Gastfreundschaft.

In den wissenschaftlichen Sitzungen, die am 7. September und 9. September stattfanden, wurden folgende Vorträge gehalten:

1. F. MICHELS: Geologische Einführung zur Exkursion in den Vorder-
taunus.
2. K. SCHLOSSMACHER: Die Gesteine des Südtanun.
3. H. SCHNEIDERHÖHN: Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarz-
gänge in Westdeutschland.
4. H. SEIFERT: Zur Kristalltrachtproblematik.
5. W. KLEBER: Kristallographische Untersuchungen an NaCl- und
NaBr-Harnstoff-Komplexen.
Diskussion zu SEIFERT und KLEBER: STEINMETZ, SPANGENBERG,
SEIFERT, ROSE, NEUHAUS, Frau BAND-LÖFFLER.
6. K. SCHLOSSMACHER: Kombinationen der Mineralfärbung.
Diskussion: RÖSCH, SCHUMANN, SILBERSTEIN, ROSE, SCHNEIDER-
HÖHN, MACKOWSKY.
7. H. JAGODZINSKI: Eindimensional fehlgeordnete Kristalle und die
Berechnung ihrer Röntgenintensitäten.
Diskussion: O'DANIEL, STEINMETZ, NEUHAUS, KLEBER, LAVES.
8. W. BORCHERT-Heidelberg: Über Kristallgitter mit statistischer
Verteilung.
Diskussion: SCHNEIDERHÖHN, O'DANIEL, ROST, LAVES, NEUHAUS,
SILBERSTEIN.
9. H. O'DANIEL: Zur Struktur der Silikatgläser.
Diskussion: SPANGENBERG, ROSE.
10. H. STRUNZ: Scholzit, ein neues Mineral.
11. H. STRUNZ: Zur kristallchemischen Systematik der Mineralien.
Diskussion: SCHOLZ, KLEBER, LAVES, HELLNER.
12. E. HELLNER: Zur Kristallchemie des Galliums und Indiums.
Diskussion: KLEBER, SCHOLZ, LAVES.
13. K. SPANGENBERG: Die Bindung des Kristallwassers in den Alaunen.
Diskussion: SCHOLZ, SEIFERT, HELLNER, LAVES.
14. R. MOSEBACH: Die Bestimmung des Achsenwinkels und der Bre-
chungsquotienten optisch zweiachsiger Kristalle im Dünnschliff.
Diskussion: RÖSCH, SCHOLZ.
15. S. KORITNIG: Ein Nomogramm zur Berechnung optischer Daten
aus der Indikatrix.
Diskussion: RÖSCH, SEIFERT, MOSEBACH, MEHNERT.
16. H. STRUNZ: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an Kalk-
spat, Zinkoxyd u. a. (gemeinsam mit Meldau).
Diskussion: O'DANIEL, RADCZEWSKI, SEIFERT, SCHOLZ, LAVES.
17. K. SPANGENBERG: Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom
Typus Kraubath.
Diskussion: SILBERSTEIN, SCHNEIDERHÖHN, SCHUMANN, ERD-
MANNSDÖRFFER.

18. F. HEGEMANN: Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager.
Diskussion: CORRENS.
19. F. ROST: Die Minerallagerstätte von Wurlitz. (Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse im Vergleich mit alpinen Mineralklüften).
Diskussion: ERDMANNSDÖRFFER, STRUNZ, SCHOLZ.
20. R. KÜHN: Ein neues Vorkommen von Camsellit.
Diskussion: STRUNZ, BORCHERT-Clausthal.
21. C. W. CORRENS: Bericht über die Londoner Geologentagung.
22. O. H. ERDMANNSDÖRFFER: Einführung zur Exkursion in den Odenwald.
23. E. NICKEL: Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald.
24. E. LEHMANN: Einführung zur Exkursion in den Vogelsberg.
25. H. SCHUMANN: Vergleich zwischen Eruptiv- und Sedimentärmaterial.
Diskussion: SCHEUMANN.
26. F. HEGEMANN: Über sedimentäre Erzlagerstätten mit submarin-vulkanischer Stoffzufuhr.
Diskussion: SCHNEIDERHÖHN, SCHOLZ, MOSEBACH.
27. A. SCHOLZ: Neues Tatsachenmaterial und kritische Bemerkungen über die Rolle einiger der sogenannten leichtflüchtigen Stoffe in pegmatitischen Restmagmen.
28. R. EIGENFELD: Über Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes.
29. K. R. MEHNERT: Ergebnisse neuerer Untersuchungen im Grundgebirge des Schwarzwaldes.
30. G. REIN: Vorkommen und Entstehung der orthitführenden Gesteine des Schwarzwaldes.
31. W. WIMMENAUER: Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes (Schauinsland).
Diskussion zu MEHNERT, REIN, WIMMENAUER: ERDMANNSDÖRFFER, NICKEL, SILBERSTEIN, SCHEUMANN.
32. S. MATTHES: Über Enstatit-Olivin-Hornfelse aus der Oberpfalz.
Diskussion: SPANGENBERG, SEIFERT, SCHEUMANN, SCHOLZ.
33. H. EBERT: Die petrologische Aufgliederung des Lausitzer Massives.

Der Vorsitzende:
gez. O'DANIEL

Der Schriftführer:
gez. FRECHEN.

Begrüßungsansprache

**des Geschäftsführers bei der Eröffnung der Tagung der
Mineralogischen Vereinigung (DMG) in Frankfurt/M
am 7. September 1948**

Ich eröffne hiermit die diesjährige Tagung unserer Mineralogischen Gesellschaft und heiße Sie alle herzlich willkommen. Ich begrüße vor allem unsere Gäste, darunter Seine Magnifizenz, den Rektor unserer Universität, Herrn Professor Dr. HALLSTEIN, Seine Spektabilität, den Dekan der Naturwissenschaftlichen Fakultät, Herrn Professor Dr. RAJEWSKY, und den Direktor des Natur-Museums Senckenberg, auch als Vertreter des Direktors der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Herrn Professor Dr. MERTENS, dem ich im übrigen als Hausherrn für die gewährte Gastfreundschaft bestens danke.

Als im Sommer kurz nach der Währungsreform der Vorsitzende, Herr Kollege SCHEUMANN, mich bat, eine Tagung in Frankfurt einzurichten, schien es durchaus noch nicht gesichert, ob eine solche Tagung sich in Anbetracht der schwierigen Verhältnisse würde durchführen lassen. Auch war ich, da erst seit kurzem hier in Frankfurt und dazu ohne Institut, das völlig zerstört ist, im Hinblick auf die Führung der Exkursionen auf die benachbarten Kollegen angewiesen, denen ich hier für ihre Hilfe aufrichtig danken möchte: den Herren ERDMANNSDÖRFFER, LEHMANN, MICHELS, SCHLOSSMACHER und ihren Mitarbeitern.

Die zahlreichen Meldungen haben bewiesen, daß sich ein Bedürfnis trotz ungünstiger Zeitumstände durchsetzt und daß wir alle das Bestreben haben, den Kontakt miteinander nicht zu verlieren, zumal nach einer Zeit, die geeignet war, diesen Kontakt mehr oder weniger stark zu lockern.

Es ist für mich eine große Freude, daß Sie so zahlreich erschienen sind und ich begrüße Sie alle, die Freunde unseres Faches, meine Kollegen und die Studenten, aufs herzlichste. Wir kommen hier — nach 16 Jahren wieder in Frankfurt — zusammen, um, nach dem ersten neuen Anfang im vorigen Jahre in Bonn und begründet in unserem wissenschaftlichen Bestreben, zu erfahren, was jeder einzelne auf seinem speziellen Sektor gearbeitet hat und arbeitet, und um dadurch unser eigenes Wissen zu fördern. Wir kommen zusammen, um auf den wissenschaftlichen Exkursionen erneut und immer wieder zu lernen von denen, die in der glücklichen Lage sind, diese Gebiete zu bearbeiten; nicht zuletzt kommen wir zusammen, um uns menschlich zu

begegnen und alte Freundschaftsbande, die auf der Basis unseres Faches sich gründen, zu erneuern oder neue anzuknüpfen, und das in einer durch die Verhältnisse geläuterten Stimmung, so hoffe ich.

Da von Wissen und Lernen die Rede war, erlauben Sie mir vom Stande des Hochschullehrers einige Bemerkungen.

Lernen, und wir wollen und müssen lernen, solange wir leben, ist für uns verbunden mit der Verpflichtung des Weitergebens des Gelernten an die junge Generation. Bei ihr ist gerade in der heutigen Zeit die Aufnahmebereitschaft besonders groß. Unsere Lehre hat sich jedoch gegenüber einer früheren Zeit an einer wesentlichen Stelle geändert, und hierin drückt sich die heutige Situation der Naturwissenschaft und des naturwissenschaftlichen Weltbildes überhaupt aus. Noch in unserer Studentenzeit, und es ist noch keine 25 Jahre her, hörten wir häufig das Wort „Wissen“, es erfuhr immer eine starke Betonung. Die Veränderungen, die vor allem durch das Hinauswachsen der klassischen Physik über sich selbst bedingt waren, haben zu einer wesentlich bescheideneren Note unseres Vortrags geführt. Im Laufe der eigenen Entwicklung ist uns Mineralogen die Physik besonders nahe gekommen und so sehen wir hier und in unserem eigenen Fach, daß das früher so oft betonte „Wissen“ in vielen Fällen in Frage gestellt, wenn nicht gar als falsch erkannt worden ist und einer Revision unterzogen werden mußte. Dies aber ist ein Widerspruch in sich selbst. Infolgedessen sind wir heute vorsichtiger geworden und sprechen häufig davon, daß wir, zum Beispiel, „auf Grund der heutigen Erkenntnis so und nicht anders glauben sehen zu müssen“. Wir sprechen von einem Erkennen und entsprechend meiden wir das Wort „Wissen“, obwohl wir in manchen Fällen einer Sache sehr gewiß zu sein glauben, d. h. also letzten Endes, wir sprechen aus einer wohl verstandenen Bescheidung, um nicht zu sagen Bescheidenheit, wenn wir es ins Ethische übertragen wollen.

Eine solche Sicht bestimmt unsere Situation und ist in der Lage, unsere eigene Stellung und Haltung zu beeinflussen. Dies ist heute mehr denn je wesentlich für die junge Generation, die hinter uns heranwächst.

Bei dem Versuch, Dinge der Naturwissenschaften und auch unseres Faches im Speziellen zu Ende zu denken, spüren wir oft und bald die Grenzen unserer Erkenntnis. Der fragende und forschende menschliche Geist strebt zwar immer, diese Grenzen zu verschieben, ein kleines oder auch größeres Stück weiter — aber die Grenze bleibt. Daß sie bleibt — erlauben Sie mir, das für mich persönlich zu sagen —, ist für mich eine große Beruhigung, ebenso wie die Gewißheit, daß auch jenes Streben bleibt. Das weiß ich also im Sinne eines HEGEL'schen Gewißseins oder, wenn Sie wollen, eines Glaubens, daß die Grenzen unserer Erkenntnis stets da sein werden.

Solche Gedanken können und sollten wohl bestimmend sein für unsere Haltung. Aus der persönlichen Bescheidung und dem Vorleben einer solchen Haltung wirken wir auf die junge Generation und sind so vielleicht, so hoffe ich, in der Lage, ihr mitzugeben, was uns einer solchen Weitergabe wert erscheint: die Achtung und das rechte Verstehen der Wissenschaft, die

Achtung und Anerkennung des Anderen und die Tolerierung seiner Meinung, das echte Gespräch, die rechte Diskussion — also all das, was uns als Weg und als Ziel notwendig erscheint. So sind wir vielleicht auch in der Lage, einen Beitrag zu liefern zu dem, was heute im Bestreben der ganzen Welt liegen sollte, zu einem gegenseitigen Zusammenfinden und zu gegenseitiger Toleranz.

In diesem Geiste und in einer solchen Haltung wünsche ich, daß unsere Tagung ein voller Erfolg werde.

H. O'DANIEL.

Begrüßungsansprache

Von

Prof. Dr. B. RAJEWSKY,

Dekan der Naturw. Fakultät, Frankfurt

Meine Damen und Herren,

es ist mir eine große Ehre, Ihnen die Grüße der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Frankfurt am Main überbringen zu dürfen. Gerade jetzt, wo die Naturwissenschaft und die naturwissenschaftliche Forschung in Deutschland eine so überaus schwierige Zeit erlebt, verfolgt die Fakultät die wissenschaftlichen Tagungen mit einem besonderen Interesse, da eine jede solche Tagung unzweifelhaft einen weiteren Schritt in dem Wiederaufbau der Wissenschaft und Forschung, die so schwere Einbuße sowohl materiell als auch personell erlitten haben, bedeutet, vor allem aber einen Ruf zu den hohen Zielen der Wissenschaft und zugleich eine Mahnung bezüglich ihrer Bedeutung sowohl für den eigenen Volkskörper als auch für die ganze Menschheit erklingen läßt.

Da ihre Tagung von unserem hochgeschätzten Fakultätsmitglied, Herrn Kollegen O'DANIEL, vorbereitet wurde und geleitet wird, fühlt sich die Fakultät mit ihr besonders verbunden. Wir wünschen der Tagung einen guten und erfolgreichen Verlauf und Ihnen allen volle Befriedigung und viel Freude an der von Ihnen zu leistenden Arbeit.

Wenn ich Ihnen im Namen der Fakultät einen Erfolg wünsche, so sehe ich die Möglichkeit dieses Erfolges nicht nur in dem Ertrag an neuen Erkenntnissen, die die Vorträge des reichhaltigen Programms der Tagung bringen mögen, sondern auch darin, daß das Gewicht und die Bedeutung Ihrer Arbeit die Wichtigkeit und die Nützlichkeit der Wissenschaft und der wissenschaftlichen Forschung der Öffentlichkeit erneut vor Augen führen werden. Denn gerade dieser Umstand tut jetzt not und es ist oft notwendig, zu rufen: „Videant consules“. Die Lage, in der sich die deutschen Länder

befinden, ist, mit dem unbestechlichen, naturwissenschaftlichen Auge gesehen, doch die, daß Deutschland sich jetzt aus eigener Kraft weder ernähren noch erhalten kann. Es existiert heute im wesentlichen dank der großzügigen Hilfe, die ihm einige Siegerstaaten, vor allem die USA, zukommen lassen. Dieser Zustand kann aber offensichtlich nicht jahrelang dauern. Die deutschen Länder müssen bei sich neue Quellen erschließen, um die eigenen Lebensressourcen auszufüllen und die dann noch fehlenden im Ausland kaufen zu können. Also: Intensivierung und Veredlung der Landwirtschaft, Erschließung der Bodenschätze und Naturkräfte, neue industriell-technische Errungenschaften und damit Steigerung und Aufrechterhaltung des Exports. Die Grundlage unseres bisherigen Exports, unsere Erfindungen und Patente, haben wir als Preis für die nationalsozialistische Politik und den Krieg verloren. Diese Grundlage der wirtschaftlichen Entwicklung muß neu beschafft werden. Man soll nicht vergessen, daß auf allen genannten Gebieten die neue Entwicklungsarbeit im Auslande weit vorgeschritten ist und rasch fortschreitet. In mancher Hinsicht sind wir nicht mehr wettbewerbsfähig. Oder glaubt man ernstlich, daß in etwa 5 Jahren die überholten und veralteten Konstruktionen exportiert werden können? Glaubte man ernstlich, daß eine Verbilligung und Steigerung der Produktion gegenüber früher, und damit eine wesentliche Senkung der Preise ohne neue Erfindungen, ohne Ausarbeitung neuer Produktionsverfahren, ohne Zurverfügungstellung neuer Materialien und neuer Energiequellen möglich ist?

Dies alles hat aber zur Voraussetzung, daß die Wissenschaft und die wissenschaftliche Forschung wieder voll arbeitsfähig werden. Die Hauptaufgabe dabei fällt natürlich uns allen zu — auf Ihrem Gebiete also Ihnen, meine Damen und Herren. Es müssen aber auch die materiellen Möglichkeiten, die Wissenschaft zu treiben und zu forschen, geschaffen werden! Denn man kann nicht ohne Laboratorien, ohne Apparate und Instrumente, ohne notwendige Materialien, ohne Versuchsfelder und Versuchstiere forschen. Es muß ferner für die Ausbildung und Weiterentwicklung des wissenschaftlichen Nachwuchses gesorgt werden, weil die wirklich bedeutenden und für die Wirtschaft wesentlichen Entdeckungen, Erfindungen und Konstruktionen nicht von durch Wissen und Erfahrung unbeschwerten Glückspilzen gemacht werden, sondern von hochqualifizierten, fähigen, aber auch in langer und sorgfältiger Vorbereitung ausgebildeten Wissenschaftlern und Technikern. Wenn man also heute bei den Anstrengungen, aus den gegenwärtigen Schwierigkeiten herauszukommen, die Notwendigkeit der Intensivierung der Landwirtschaft, des Wiederaufbaues und der Gesundung der Industrie, der Steigerung des Bergbaues und der Hebung der Volksgesundheit als unbestritten anführt, so ist für den gleichen Zweck der Wiederaufbau, die Gesundung, die Intensivierung und vor allem die Erhaltung der Forschung ebenso dringendst erforderlich und lebenswichtig, weil alle Fortschritte auf all den genannten Gebieten sich auf den Ergebnissen der Grundlagen — und der technischen Forschung gründen. Gewiß werden durch die Ingangsetzung der Forschung die täglichen Rationen sofort nicht erhöht, aber in einigen Jahren wird man mit dem Ertrag der Forschung und der Technik diese erhöhten Rationen, die notwendigen Kleider und Wohnungen bezahlen können.

Wir Naturwissenschaftler sind keine Politiker und stellen dementsprechend keine Forderungen. Wir empfinden es aber als unsere Pflicht, in Erkenntnis der schwierigen Lage, in der sich die Forschung in Deutschland befindet, und in der ernsten Sorge um ihre Zukunft, den Sachverhalt, wie wir ihn sehen, der Öffentlichkeit darzulegen und unsere Mahnung auszusprechen: Man soll die Zeit nicht verlieren. Die wissenschaftlichen Errungenschaften und die technischen Erfolge lassen sich nicht von heute auf morgen herbeizaubern. Sie erfordern sorgfältige, oft lange Zeit in Anspruch nehmende Vorarbeit und ausgezeichnetes Können. Die Zeit verstreicht und es kann leicht zu spät sein.

Ich glaube, daß ich nicht nur im Namen meiner Fakultät spreche, sondern auch in dem Ihrigen, wenn ich sage, daß wir bereit sind, unsere ganze Kraft, unser Wissen und unsere Erfahrung einzusetzen, um zu helfen, den Wohlstand in unserem Lande wieder aufzubauen. Wir sind überzeugt, daß unsere ausländischen Kollegen durch ihr Wohlwollen, kollegialen Kontakt und wissenschaftlichen Austausch uns beistehen werden. Wir sind glücklich, daß uns jetzt auch formell jede Tätigkeit, die für kriegerische Zwecke benutzt werden kann, verboten ist, und daß wir uns somit unserer Arbeit widmen können in dem Bewußtsein, daß sie ausschließlich den friedlichen Zwecken, der ganzen Menschheit und ihrem Wohlstande dient. Gerade in diesem Sinne wünsche ich nochmals Ihrer Tagung Erfolg und guten Verlauf.

Begrüßungsansprache

Von

Prof. Dr. R. MERTENS

Im Namen der Direktion der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft habe ich die Ehre, die Mineralogische Vereinigung zu begrüßen. Ich tue das mit ganz besonderer Freude, weil die Mineralogische Vereinigung die erste wissenschaftliche Gesellschaft ist, die nach dem furchtbaren Kriege in unseren Räumen zu einer Tagung zusammengekommen ist, und weil die Beziehungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft zur mineralogischen Wissenschaft besonders inniger Natur sind.

Unter den Stiftungsmitgliedern der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, die unter Führung des Frankfurter Arztes Dr. PHILIPP JAKOB CRETZSCHMAR am 22. November 1817 ins Leben gerufen wurde, befand sich auch ein junger Frankfurter Kaufmann, der sich aus Liebhaberei mit Mineralogie beschäftigte. Es war EDUARD RÜPPELL, der schon im Knabenalter eine stattliche mineralogische Sammlung besaß, die er ständig durch neue Stücke zu bereichern suchte. Der Wunsch, in den Besitz von Chrysolith-

Kristallen zu kommen, wie sie zwischen dem Nil und den Gebirgen am Roten Meer gefunden werden, führte ihn für einige Monate nach Ägypten. Diese Reise sollte für sein weiteres Schicksal und damit auch für unser Museum von entscheidender Bedeutung werden. Der Aufenthalt in einem fremden Erdteil, die vielen seltsamen Tiere und Pflanzen, der Umgang mit andersdenkenden Menschen führten den Frankfurter Kaufmann bald zu dem Entschluß, unter allen Umständen Forscher, und zwar vor allem Forschungsreisender, zu werden. So sehen wir den jungen RÜPPELL nach einem Studienaufenthalt an der Universität Pavia bald wieder in Nordost-Afrika. Seine Forschungsreisen führten ihn von Ägypten bis nach Nubien und dem damals noch völlig unbekannten Kordofan und von den heißen Küsten des Roten Meeres bis zu den eisigen Gipfeln des abessinischen Hochlandes. Von diesen Reisen, die insgesamt 10 Jahre gedauert haben, brachte RÜPPELL ungeheure, für die damalige Zeit aufsehenerregende Schätze, namentlich auf zoologischem Gebiete, nach Frankfurt mit und machte sie dort dem jungen Senckenberg-Museum zum Geschenk. Damit begründete er den Weltruf unseres Museums. Seine Mineraliensammlung aus der Jugendzeit aber wurde zum Grundstock unserer mineralogischen Abteilung.

Hatte schon RÜPPELL in seinen jungen Jahren einige kurze mineralogisch-petrographische Abhandlungen veröffentlicht, so nahm die Zahl der mineralogischen Arbeiten, die im Senckenberg-Museum entstanden sind, in späteren Jahren ständig zu. Unter den Mineralogen, deren Arbeiten in den Veröffentlichungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft erschienen sind, befinden sich die Namen vieler bekannter Forscher, wie BOEKE, BÜCKING, EITEL, IRMER, NACKEN, SCHAUF, SCHNEIDERHÖHN usw.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft wünscht der Mineralogischen Vereinigung einen erfolgreichen Verlauf der Tagung und hofft, daß auch in Frankfurt sich wieder die alte Erfahrung bestätigen möge: Auch die Wissenschaft kann bei aller strengen Objektivität doch des persönlichen Verkehrs nicht entbehren.

Begrüßungsansprache

Von

Prof. Dr. K. H. SCHEUMANN

Bonn

Hochansehnliche Gesellschaft, liebe Kollegen und Freunde, in dieser großen und ihrer Bedeutung bewußten Stadt sind die deutschen Mineralogen gerne Gäste geworden.

Nicht, weil hier ein großes und schönes Mineralogisches Institut prunkvoll seine Pforten öffnen könnte. Ein solches Institut gehört zu einem Teile der Vergangenheit, zum andern ist es Hoffnung und Verheißung. Aber unser kluger und tatkräftiger Freund O'DANIEL wird diese Hoffnung und Verheißung zu gegenwärtigem Leben erwecken innerhalb des planvollen Aufbaus der Universität, der der mütterlichen Fürsorge der Stadt gewiß ist.

Wir sind ein kleines und nicht sehr bekanntes Völkchen, das hier zusammentritt und neben den vielen Regierungen, Räten, Konventen und Sachverständigen-Gremien, die in dieser alten Reichsstadt ein buntes, vielbeachtetes Leben führen, spielen wir nur eine bescheidene Rolle.

Wenn hier in Frankfurt die Gedanken und Probleme der Menschlichkeit, der Gesellschaft, des Staates und der Wirtschaft erwogen werden und wenn hier um Bewußtseinswerte und Lebensnotwendigkeiten eines elend gewordenen Volkes gerungen wird, mutet unsere Gesellschaft zunächst weltfremd an. Fremder, als es zu sein brauchte.

Denn auch wir arbeiten notwendig für unsere Zeit; doch von unserer Arbeit weiß man zu wenig. Unser Name ist ein Name, der mehr die Herkunft als den gegenwärtigen Inhalt unseres Faches charakterisiert.

Immerhin: Die Gegenstände der Mineralogie scheinen ein wenig aus dem Bewußtsein unserer Zeit geschwunden.

Vielleicht, denkt man, treibt diese Wissenschaft nur um der Erkenntnis willen ihre Arbeit.

Auch das wäre schon etwas. Aber immer führten ihre Erkenntnisse zurück in den großen Strom der Naturerforschung und gaben Impulse ab, die weithin wirksam wurden.

Wir lieben unseren Boden. Aber unsere Wissenschaft kennt keine Grenzen, und unsere Freunde leben in der ganzen Welt.

Es ist nur noch ein Nebel um uns, durch den wir schon die Stimmen von drüben hören. Es strecken sich schon die Hände, um einander wieder zu fassen.

Zunächst aber müssen wir uns selbst wieder aus Verwirrung und Not und Zerrissenheit zusammenfinden und miteinander reden.

Die Mineralogie ist eine verbindende Naturwissenschaft. Ihre erziehlche Bedeutung ist in der Synthese der naturwissenschaftlichen Methoden und der Zentralstellung des kristallisierten Zustandes und des Gedankens der Symmetrie gegeben. Sie ist willens, bei aller Aufrechterhaltung ihres spezifischen Bestandes diese verbindende Stellung weiter zu entwickeln.

Diese Aufgabe erfordert eine sehr umfassende und — verglichen mit der anderer Wissenschaften — langwierige Ausbildung. Diese Aufgabe erfordert auch eine entsprechende Stellung in den Lehrplänen und der Organisation der Hochschule, sowie der Mittel- und Höheren Schulen.

Die Arbeit für diese Ziele ist wieder in Gang gesetzt, und wir werden auch in dieser Arbeit nicht müde werden.

Lassen Sie mich, der Tradition unserer Versammlungen entsprechend, mit einigen Worten auf die Kernsubstanz und die Aufgabe unserer Wissenschaft eingehen. Denn: auch Freunde unserer Wissenschaft übersehen oft nicht die Schwerpunktverlagerungen, Differenzierungen und Randentwicklungen, die in der zeitlichen Entwicklung unseres Faches entstanden sind und immer wieder entstehen, und die leicht zentrifugale Formen annehmen können.

Darum ist es gut, den Grundriß wieder aufzuzeigen.

Die Vergatterung mit den Grenzwissenschaften Physik, Physikalische Chemie, Chemie, Geologie ist innig, aber diese Verflechtung verengt nicht, sondern sie unterstreicht die Selbständigkeit unseres Faches, das von Einsichtigen aus eigenen und aus benachbarten Wissenschaftsbereichen gelegentlich nicht mit Unrecht (wenngleich nicht sehr schmeichelhaft) als „Kitt“ der Naturwissenschaften bezeichnet wird.

Die mineralogische Stoffgruppe gliedert sich auf.

Gerade die scheinbar äußerliche, ja spielerische Teildisziplin, die der kristallographischen Morphologie, war es, die wichtige Antriebe abgab. Sie war es, die in der Erkenntnis der morphologischen Gesetze und der Baupläne der kristallisierten Substanzen, die in der anschaulichen Ableitung und Deutung der Formen und in dem Nachweis der mathematischen Regelmäßigkeit der äußeren und inneren Gestalt in einem Jahrhundert fast abseitiger Forschung die Mittel schuf, die einer neueren Forschungsmethodik ein vollkommen fertiges Rüstzeug geben konnten.

Geht man der Entwicklung neuerer physikalischer, physikochemischer und chemischer Methoden nach, so wird man finden, daß eben von der Zeit an, da diese Wissenschaften mit der Kristallographie eine neue Verbindung schlossen, der Begriff des Kristalls und die Diskussion der Kristall-Eigenschaften überall auftaucht, manche Forschungszweige geradezu beherrscht, und daß die technische Entwicklung der Materialkunde durch die Zentralstellung dieses Begriffs erst ermöglicht wird.

Als REUSCH, MÜGGE und LINCK die Translation und Zwillingsgleitung von natürlichen Einzelkristallen und Metallkristallen entdeckten und experimentell erkundeten, legten sie als Kristallographen, ohne es zu wollen oder es zu wissen, den Grund für die moderne Entwicklung der Lehre von der Verformung der Metalle.

Die Chemie des festen Zustandes wurde und wird von der Mineralchemie befruchtet.

Die Tatsache, daß die Minerale, die chemisch keineswegs ein einfaches Formelbild ergaben, so häufig und ausgesprochen gut in festgefügt, recht stabilen Kristallen massenhaft in der Natur auftreten, dies führte zu

Erkenntnissen über das Wechselverhältnis von Form und Inhalt. Es führte über die Aufstellung der Lehre von isomorpher Vertretung der chemischen Bausteine und über die Erkenntnis von polymorpher Vergabelung desselben Chemismus zu der modernen Lehre von Kristallbauelementen, ihren Volumenansprüchen, ihrer Bindung und ihrem Valenzausgleich im Festzustande.

Die neue Wissenschaft von der Geochemie wurde von hier aus gewonnen.

Unscheinbare Kristallisationsversuche erzeugten Vorstellungen über Probleme des Wachstums, die auch eine neue Definition der Beschaffenheit und Wirksamkeit der Kristallhaut in sich begriffen.

Die Fragen der inneren und äußeren Wechselwirkungen fester Substanzen, ihres Zerfalls und ihrer Regeneration in Abhängigkeit von der Temperatur und unter mechanischer Beanspruchung sowie ihre Kontaktwirkungen gegeneinander sind von großer, nicht bloß mineralogischer, sondern allgemeinswissenschaftlicher und technischer Bedeutung.

Aber all diese kristallphysikalischen und kristallchemischen Erkenntnisse, von denen ich nur einige herausgegriffen habe, konnten den spezifischen Stoff unserer Wissenschaft, die Welt der einfachen und ewigen anorganischen Bestände der Erde, nicht überwuchern oder unwesentlich machen. Vielmehr wuchsen alle diese Randentwicklungen als methodische Differenzierungen in sie hinein.

So ist und bleibt die Mineralogie in allem die Kernsubstanz des gesamten Fachbündels.

Jedoch ist auch in der Betrachtung dieses eigensten Forschungsgegenstandes eine Wandlung eingetreten, durch die den unscheinbaren Dingen (und in ihnen) wichtigere Aufgaben und lebhafteres Interesse zugewendet werden als den (in ihrer Gestalt, ihrer Farbe und ihrem Glanz auffälligeren) edlen Steinen und Mineralstufen, die das Auge Goethes ebenso entzückten, wie sie heute noch des Menschen Sinn für Schönheit, Reinheit, Symmetrie, Glanz und Farbe erfreuen.

Die Mineralsubstanz des Felsgrundes und die (von Laien kaum „Gesteine“ genannten) Substanzen unseres Erdbodens sind unserer Analyse zugänglicher geworden.

Damit wurde die Mineralogie eine Mineralogie der gemeinen Minerale, von Gesteinselementen, die in ihrer äußeren Gestaltlosigkeit, ihrer Schwerbestimmbarkeit und der Massenhaftigkeit ihres Vorkommens nicht recht geeignet sind, die Aufmerksamkeit des Liebhabers und Sammlers auf sich zu ziehen, wie sie ursprünglich auch das Interesse des Forschers in geringerem Maße fesselten.

Aber was wir in ebenflächig spiegelnder Kristallform glitzernd und bunt in den Schaukästen der Sammlungen sehen, was uns metallisch glänzend in den vielgestaltigen metallreichen Erzstufen entgegentritt, das ist in seiner Entstehung an ganz besondere Bedingungen der Stoffkonzentration und der Raumerfüllung geknüpft und stellt immer nur winzige Ausschnitte aus der uns bekannten Mineralschale der Erde dar. Es sind meist seltene Stücke, bei denen sich die einzelnen Individuen frei und schön entwickeln konnten.

Aber der gemeine Boden unter unseren Füßen und der Fels unserer Berge bestehen aus Mineralmaterial, das weniger hermacht, aber in seiner Massenhaftigkeit sowohl substantiell wie genetisch von entscheidender Bedeutung ist.

Es gibt in seiner letzten Einpassung in die Grenzbedingung der Erdschale zur Atmosphäre die Voraussetzung allen Lebens.

Es sind dies die Massen der „gesteinsbildenden Minerale“, die Gesteine, in denen die große Weltgeschichte der festen Erdrinde in Stein geschrieben ist.

Die Petrographie beschäftigt sich mit der Zusammensetzung dieser Gesteine, d. h. sie untersucht den mineralischen Kornbestand dieser Aggregate und die Art, wie diese Korne, Körnchen und Blättchen zu einheitlichen Massen miteinander verbunden sind. Aber sie begnügt sich damit nicht, Mineralbestand und Gefüge nur zu beschreiben und danach systematisch zu ordnen, sondern sie geht über dieses beschränkte Gebiet hinaus, indem sie diese einzelnen Fest-Elemente und die Formbilder ihrer Verbindung im Hinblick auf deren Entstehungsvorgänge ausdeutet.

So bleibt die Wissenschaft von den irdischen Gesteinen nicht eine Wissenschaft von den Dingen. Auch diese ist wichtig. Sie wird zur Vorgangslehre der (oft verwickelten) Vorgeschichte, der die Gesteine ihren jetzigen Zustand in Substanz und äußerer und innerer Gestalt verdanken.

Und dies gilt nicht nur von den aus irdischer Schmelze in der Tiefe der Erdrinde durch Kristallisations- und Erstarrungsvorgänge gebildeten Typen, die diese Zustandsänderung in der Tiefe, auf dem Wege zur Oberfläche oder an der Oberfläche erfahren haben.

Es ist das gleiche auch bei den Typen, die nur Trümmerwerk sind, die wässerigen Absätzen, verbackenen Stäuben und ähnlicher unscheinbarer Bildung ihre Entstehung verdanken und im allgemeinen von schichtiger Architektur sind. Gerade deren Methodik ist jetzt in einer erfolgreichen Entwicklung.

Alle diese Gesteine können in ihrem Stoffinhalt und im Gefüge der einzelnen Elemente umgewandelt werden, wenn sie in größere Erdtiefen kommen.

Diese Gesteine der Tiefenumwandlung bilden die Sockel unserer Kontinente. Ihre Lage erhielten diese Gesteine nur durch eine mechanische Bewegung, die oft differentiell jedes einzelne Element ergriff, oder aber Bewegungsbahnen durch Restbestände hindurch legte. Die entstehenden Bewegungsstrukturen entsprechen den ansetzenden Kräften und deren Ausgleichsreaktionen und bilden diese in gewissem Umfange ab.

In der Tiefe können die Gesteine aber auch bis in Temperaturfelder eingetaucht werden, die nicht nur Effekte der Umkristallisation erzeugen, sondern die auch ihre Schmelztemperatur-Intervalle erreichen. Es tritt Schmelzbeginn und Schmelzdurchtränkung innerhalb der festen Kornverbände ein, erleichtert durch Lösungsmittel. Es ist nur eine Frage einer einfachen Extrapolation (über die kaum nötig ist, zu argumentieren), daß auf diese Weise wiederum Massen von schmelzflüssigem Charakter entstehen müssen.

Die Kennzeichen der Entstehungsgeschichte unserer Gesteine zu erkunden, bedurfte es einer eigenen leistungsfähigen Methode, die sich wiederum — und damit schließt sich der Kreislauf unserer Betrachtungen — aus der Kristallnatur der Mineralbestände entwickeln ließ, eine Methode, die nicht nur die in dünnen Scheiben durchsichtigen Minerale, sondern auch die undurchsichtig bleibenden Erze und die der unscheinbaren Elemente der „Erden“ erschloß.

Nun noch ein Wort, das hier besonders naheliegt. Ein Wort zur nachbarlichen Disziplin der Geologie.

Wenn die Geologie die Erdgeschichte und die Formanalyse der Architektur der Erde und die große Mechanik der Kruste erkundet und beschreibt, so hält sich die Mineralogie vor allen Dingen an den Stoff der Kruste in Bestand und Gefüge, dessen Umwandlung und Einpassung in die physikalisch-chemischen Bedingungen. Damit erkennt sie Vorgänge, die zur Bildung ihrer Objekte geführt haben, die sich wiederholen können, die einer einmaligen Zeitstellung in der Entwicklungsgeschichte der Erde nicht unterworfen sind, sondern isoliert betrachtet werden können.

Diese Vorgänge sind grundsätzlich der experimentellen Reproduktion zugänglich, obwohl deren technische Bedingungen z. Zt. noch nicht in jedem Falle verwirklicht werden können und die Größenordnung oft eine Transkription der nachzubildenden Erscheinungen ins Mögliche verlangt. Das Laboratorium eröffnete uns aber schon eine Fülle von Erscheinungen, Reaktionen und Bildungsprozessen, die die Beobachtung in vielen Fällen stützten, in anderen korrigierten und der Deutung der Beobachtung unerwartete Ausblicke eröffneten.

Aber in all diesen Dingen sind die Beziehungen zur allgemeinen Geologie eng und nutzbringend gewesen. Sie drängen immer wieder dazu, alle mineralogischen Beobachtungen und Probleme in dem großen Erdzusammenhang zu sehen.

So verkettet sich die mineralogische Wissenschaft mit den wichtigsten naturwissenschaftlichen Disziplinen, bleibt aber in Sinn und Methodik eine einheitliche Wissenschaft, die, wie wir hoffen, auch in Deutschland (dem Lande, das sie einst vor anderen pflegte) wieder den rechten Platz einnehmen wird.

Dies in der Stadt GOETHE's, der die Mineralogie vor allen Wissenschaften leidenschaftlich liebte, zu sagen, ist Bitte, Hoffnung und Gelöbnis zugleich.

Rundschreiben

**an die Ministerpräsidenten, Kultusminister und Finanzminister
aller deutschen Länder und an die Direktoren der Mineralo-
gischen Institute der deutschen Hochschulen
vom 9. November 1948.**

Es ist eine alte Erscheinung: Wenn in Deutschland auf Grund einer akuten Not gespart werden muß, so geht der Staat als Verwalter des Steuer-
aufkommens seiner Bürger den bequem erscheinenden Weg, auf dem kulturel-
len Sektor besonders einschneidende Etatskürzungen vorzunehmen.

Auch heute wieder droht die Gefahr, daß Hochschule und Forschung
in den ihnen zur Verfügung stehenden Mitteln in einem Maße beschnitten
werden sollen, daß von einem Wiederaufbau nicht im entferntesten mehr
gesprochen werden kann, geschweige denn von einem Wiederaufholen des
Vorsprunges, den in den vergangenen Jahren die internationale vor der
deutschen Forschung zwangsläufig gewann.

Ein großer Teil der deutschen Hochschul- und Forschungsinstitute liegt
in Trümmern. Ihr Wiederaufbau ist vordringliche Aufgabe der Männer, die
dazu berufen sind: der Hochschullehrer und Forscher einerseits, der staat-
lichen Kultusbehörden andererseits. Jene verzehren einen großen Teil ihrer
Energie im täglichen Kleinkrieg zur Erreichung primitivster Arbeitsmöglich-
keiten, fern ihren eigentlichen Aufgaben, warten jedoch mit Ungeduld, daß
diese ihnen den richtigen Start ermöglichen.

Abgesehen von den vielen deutschen Forschern, die bereits ausgewander-
ten, sind die anderen zu einem beachtlichen Teil bereit oder im Begriff,
Deutschland zu verlassen, weil sie die Hoffnung auf Einsicht der staatlichen
Stellen verlieren, oder sie folgen eine Zeitlang ausländischen Einladungen,
um so wenigstens produktiv arbeiten zu können. Nicht, daß diese Umstände
an sich bedauerlich wären; beweisen sie doch wohl, daß man auf die deutsche
Mitarbeit auf die Dauer nicht verzichten möchte, sie vielmehr schätzt. Doch
wertvolle Hilfe geht uns hier im Lande verloren, nicht nur materiell, sondern
auch ideell.

Mit anderen wissenschaftlichen Gesellschaften müssen wir als Ver-
treter der deutschen wissenschaftlichen Mineralogie warnen vor einem Weg,
der alles andere als geeignet ist, unser Ansehen in der Welt neu zu begründen.
Wir Deutschen haben heute, eben aus der Not und dem Zusammenbruch
entspringend, eine seltene Chance: nämlich die eines neuen Startes, und zwar
nicht auf politischem Gebiet, sondern auf dem kulturellen.

Der Sinn einer Zivilisation liegt letzten Endes in den dauerhaften Beiträgen der Einzelnen zu einer Bewahrung und ständigen Erneuerung im kulturell-ethischen Bereich. Das Streben danach wächst abseits jeder Machtpolitik. Diese unsere eigene, heutige Position sollte allen Trägern der Verantwortung bewußt sein. Es gibt zu viele Beispiele, die beweisen, daß sogenannte kleine Völker zu höchstem Ansehen in der Welt gelangen, wenn sie in Erkenntnis ihrer Lage ihre kulturellen Aufgaben nachdrücklich fördern, als daß hier Namen genannt zu werden brauchten.

Auch uns erwächst heute diese Aufgabe und nur noch diese Aufgabe. Zu ihrer Bewältigung bedarf es aber einiger primitiver Voraussetzungen, und dazu gehört das Geld — übrigens ein verschwindend geringer Bruchteil des Steueraufkommens der Bürger.

Mögen die staatlichen Stellen in Erkenntnis ihrer Verantwortung das bedenken. Die Träger der ideellen Werte sind da und warten. Sie sind meist die Stillen im Lande, erheben aber heute ihre Stimme weisend und warnend und werden, wenn diese Stimme überhört zu werden droht, mit aller Energie und laut für das von ihnen als notwendig Erkannte eintreten müssen.

Für den Vorstand der Mineralogischen Vereinigung
(Deutsche Mineralogische Gesellschaft):

Der Vorsitzende: gez. O'DANIEL.

Referate und Diskussionsbemerkungen

Schwerspatgänge und pseudomorphe Quarzgänge in Westdeutschland¹⁾

Von
H. SCHNEIDERHÖHN
Freiburg/Br.

Es wurde zunächst eine Übersicht über die regionale Verbreitung und die Nebengesteine gegeben. Schwerspatgänge treten im kristallinen Grundgebirge des mittleren Schwarzwaldes, des Odenwaldes und Spessarts auf, ferner im alten Paläozoicum des Taunus, der Dillmulde, der Werra-Mulde, im Thüringer Wald und Harz; ferner im Perm und der älteren Trias der Ostabdachung des Schwarzwaldes, der Nahemulde, bei Bieber im Spessart, im Richelsdorfer Gebirge und zu beiden Seiten des Thüringer Waldes. Sie fehlen im südlichen Schwarzwald, in den Vogesen, im mittleren und inneren Rheinischen Schiefergebirge und im inneren Harz.

Fast ausnahmslos streichen sie NW—SO mit nur geringer Streuung. Wenn, wie z. B. im Schwarzwald, noch Erzgänge anderer Streichrichtung in demselben Gebiet vorhanden sind, so fehlt in ihnen Schwerspat fast ganz, und sie haben einen ganz anderen Mineralgehalt.

Das Alter ist scheinbar ganz unterschiedlich. Zum Teil sind sie sehr alt, denn bereits verkieselte Schwerspatgerölle treten im Oberrotliegenden von Schramberg und im Eck'schen Konglomerat im Schwarzwald auf. Ein ebensolcher Einschluß fand sich in einem Porphyry im Schwarzwald. Andererseits ist in der Grube Clara bei Oberwolfach die Verkieselung des im Buntsandstein aufsetzenden oberen Teiles der Gänge jünger. Ein Teil der Gänge in der Freudenstädter Gegend, bei Bieber, Richelsdorf und in der Umgebung des Thüringer Waldes setzt ja auch noch im unteren und mittleren Buntsandstein auf. Somit ist weder die Schwerspatführung noch die Verkieselung dieser Schwerspatgänge an ein bestimmtes Alter gebunden.

Stets ist die Mächtigkeit ganz ungewöhnlich groß, vielfach 4 m, ja 8—18 m auf längere Erstreckung. Anzeichen mehrerer Aufreißungen und Generationen sind allenthalben vorhanden: Bänderungen, Breccienzonen, Druckzwillinge, Rekristallisationen.

¹⁾ Ausführliche Darstellung in N. Jahrb. f. Min. Monatshefte. A. 1949. 191—202.

Überall sind zahlreiche z. T. sehr große Nebengesteinsstücke meist mit sehr schönen Harnischen in der Gangmasse, oft von hoch darüberliegenden Formationen, die heute z. T. längst abgetragen sind. So finden sich in den Schwarzwälder Gängen Schollen von:

mittlerem Buntsandstein	bei Ohlsbach, heute	500—600 m höher
	bei Ödsbach, heute	400 m höher
mittlerem Rotliegenden	bei Schottenhöfen, heute	300 m höher
unterem Rotliegenden,	mittlerem Rotliegenden und	rotliegenden Porphyren
	bei Hesselbach, heute	280—400 m höher

Die Tiefenerstreckung wird von bergmännischer Seite meist als recht mäßig angegeben. Besonders unter den Tälern und unter höheren Bergen wird oft von raschem Vertauben berichtet.

Die Gänge sind nach Auftreten, Gangfüllung und Ganggefüge vom Nebengestein ganz unabhängig.

Auslaugungserscheinungen und Rotfärbung des Nebengesteins treten oft noch in recht großen Tiefen auf (Friedrich-Christian im Schwarzwald mindestens bis 160 m, 400—600 m im Oberharz).

Paragenesen: Sulfide sind überall ganz spärlich, meist nur Bleiglanz und Kupferkies, die aber anderen Generationen angehören. In der Schwerspat-Generation sind Co-Ni-Arsenide in spärlichen Mengen verbreitet. Eine ältere Generation derben grobspätigen Flußspats ist häufig, aber oft schon verquarzt. Zwei Generationen Schwerspat sind häufig, älterer krummschaliger roter Schwerspat, jüngerer reiner geradschaliger weißer Spat, darüber jüngerer oft schön gefärbter oder farbloser Flußspat, dann jüngerer Quarz, der von Basisspaltflächen aus den Schwerspat verkieselt (siehe nachher). Hierbei reißen die Spalten erneut auf, die Mächtigkeit steigt enorm (bis 80 m!), und das Nebengestein wird sehr stark serizitisiert und verkieselt. Im Taunus und z. T. auch im Odenwald sind die Gänge heute ganz verkieselt, an anderen Orten teilweise oder nur spurenweise. Ganz allgemein nimmt die Verquarzung nach der Tiefe zu.

In den obersten Teufen finden sich häufig Eisenglanz, Roteisen, Roter Glaskopf und Manganerze, auch vielfach Brauneisen in Form schöner großer Glasköpfe, darüber öfters eine jüngste Generation wasserklarer Schwerspatkriställchen.

Tracht und Habitus der Drusenschwerspäte, die oft ungewöhnlich groß werden (30—40 cm Kantenlänge!) ist in den einzelnen Revieren verschieden. In den Aggregaten kommen auch oft ungewöhnlich große Exemplare vor.

Bildungsvorgänge: Der Transport des Ba erfolgte wohl als leichtlösliches BaCl_2 , die Ausfällung zu Schwerspat durch Zutritt von SO_4 -Ionen. Das BaSO_4 ist aber nicht so unbeweglich, wie man es gewöhnlich wegen seiner extrem geringen Löslichkeit in reinem Wasser annimmt. Es ist vielmehr in Chloridlösungen und auch in allen alkalischen Lösungen sogar relativ leicht löslich, vor allem bei höherer Temperatur und besonders bei höheren Drucken. Eine Wiederausfällung kann bei rascher Druck- und Temperaturabnahme und bei stärker zutretender SO_4 -Konzentration eintreten. Damit ist die Möglichkeit gegeben, daß bei erneuter Zufuhr von chloridischen oder alkalischen Thermalwässern Schwerspat sich leicht auflöst und weiter oben in der gleichen Gangspalte wieder leicht ausscheidet. Dies erfolgt, wenn die SO_4 -Konzentration genügend groß wird, d. h. wenn das Oxydations-Potential die genügende Höhe

erreicht, um S'' -Ionen der Lösung in S'''' -Ionen zu überführen. Dazu wird wohl in der Regel Sauerstoff von oben her erforderlich sein. Das ist wohl der Grund, weshalb immer wieder versucht wird, die Schwerspatbildung mit alten Landoberflächen und ariden Formationen in Verbindung zu bringen. Ich glaube, daß sowohl Ba als S ausschließlich aus dem hydrothermalen Stoffwechsel herrühren und weder Ba lateralsekretionären noch S deszendente Ursprung hat. Nur der zur Bildung von SO_4 notwendige Sauerstoff scheint mir der Hauptsache nach von den älteren Landoberflächen herzustammen. Dafür kämen nur aride, terrestrische Abtragungs- und Sedimentationszeiten in Frage, zeitweise und örtlich also schon im Oberkarbon, vor allem dann im Perm und Buntsandstein. Ausgeschlossen sind aber dabei Zeiten und Gebiete mariner Überflutung und stark humide Gebiete und Zeiten, da dort eine genügende Menge Oberflächensauerstoff in abwärtssteigenden Oberflächenwässern auf den Gangspalten nicht verfügbar ist. Daraus dürfte sich am ehesten erklären, daß die Schwerspatgänge vielfach an bestimmte Gebiete gebunden sind, die z. B. im Schwarzwald mit den rotliegenden Senken zusammenfallen, während sie unter den entsprechenden Schwellen fehlen, ferner, daß sie beschränkt sind auf die NW—SO-Spalten, die schon im Varistikum und später wieder in den saxonischen und tertiären Faltungszeiten durchweg klaffende Zerrungsspalten waren, weiter, daß sie nur geringe Tiefenerstreckung unter gewissen Landoberflächen besitzen. Auch das Vorkommen und die vertikale Verteilung der Eisen- und Manganoxyside dürfte im selben Sinn auszuwerten sein: sie stammen wahrscheinlich aus wieder aufgelösten hydrothermalen Fe-Mn-haltigen Karbonaten und wurden ebenfalls in gewissen Teufenstufen durch das von der Oberfläche her wirkende starke Oxydations-Potential ausgefällt. Zu oberst liegen Mn'''' -Erze, darunter die Fe''' -Erze, beide häufig in hochdisperser Form, also rasch entspannt, als Glasköpfe. Bei höherer Temperatur (wohl $> 150^\circ$) bildet sich Roter Glaskopf (noch höher wohl Eisenglanz), bei niedrigerer Temperatur brauner Glaskopf. Mangan kommt vor auch als strahliger Pyrolusit, seltener als Braunit, Manganit und Hausmannit.

Die pseudomorphe Verkieselung ist ein azendent-hydrothermaler Vorgang, der, wie schon erwähnt, an keine bestimmte Zeit gebunden ist. Vermutlich haben sehr verdünnte chloridische Alkalisilikatlösungen (aus denen ja wohl überhaupt meist der hydrothermale Quarz sich bildet) in der Tiefe den Schwerspat gelöst, durch das $BaCl_2$ wurde Kieselsäure sofort ausgeflockt und die Schwerspatformen wurden abgebildet. Die Umhüllungs pseudomorphose wurde dann allmählich ausgefüllt. Das nach oben wandernde $BaCl_2$ konnte dann wie schon beschrieben, bei passender, durch den Oberflächensauerstoff bedingter SO_4 -Konzentration weiter oben wieder ausgefällt werden. Solche erzleeren Cl- und SiO_2 -haltigen Thermen sind sicher lange Zeiten nach den variskischen Intrusionen immer wieder emporgestiegen, in Zeiten gesteigerter Bruchtektonik, die die Spalten wieder aufreißen ließ, wohl besonders intensiv, so daß Tektonik, Auflösung und Wiederausfällung Hand in Hand ging.

Das ganze Phänomen gehört, wie ich schon 1941 im „Lehrbuch der Erzlagertstättenkunde“ ausführlicher auseinandersetzte, zu den viel weiter verbreiteten „sekundärhydrothermalen Mineralgängen“, deren Stoffinhalt primär hydrothermal im Gefolge z. B. variskischer Intrusion entstand und dann später, als die Gänge wieder aufrissen, wieder selektiv in Bewegung geriet und auch selektiv dann weiter oben wieder abgesetzt werden konnte. Selbst als jüngere Deckschichten sich darüber legten und die Spalten auch ins Deckgebirge durchgepaust wurden, konnten so unter geeigneten Landoberflächen in ihnen Neuabsätze stattfinden. Aus den vor-

getragenen Gründen ist hierzu vor allem der Schwerspat in größerem Umfang geeignet, in kleinerem Maß Eisen- und Manganoxys, während die anderen Stoffe der variskischen Erz- und Mineralgänge entweder nicht mehr aufgelöst werden oder aber in höheren Teufen im allgemeinen nicht wieder ausgefällt wurden. Schwerspat läuft also immer wieder den ariden Landoberflächen nach, ohne daß er aber seiner ursprünglichen Herkunft nach mit ariden Gesteinen in Verbindung steht.

Es vereinigen sich also bei der Bildung der westdeutschen Schwerspatgänge in eigenartiger Weise magmatisch-hydrothermale Vorgänge, tektonische Voraussetzungen und geomorphologisch-paläoklimatische Bedingungen.

Ausführungen während der Exkursion zu den verkieselten Schwerspatgängen im Taunus

SILBERSTEIN erkennt den Hinweis auf die Löslichkeitserhöhung von BaSO_4 durch Salzsolen als richtig an. Diese Art der Löslichkeitserhöhung ist jedoch nicht etwa eine Sondereigenschaft des BaSO_4 , vielmehr ist die Löslichkeitserhöhung eines salzartigen Stoffes in einer Salzlösung, die mit dem betreffenden Stoff kein Ion gemeinsam hat, eine ganz allgemeine Erscheinung in der unbelebten Natur. Es ist zu erwarten, daß durch Anwendung dieser Regel auch sonst in der Lagerstättenkunde manche Stoffverschiebung verständlicher wird.

Die Heranziehung des Oxydations- bzw. Reduktionspotentials ist — zum mindesten für erzfreie Schwerspatgänge — überflüssig; für die Wanderung und Wiederabscheidung des Schwerspats genügt die Löslichkeitssteigerung in NaCl -reichen Lösungen und die Löslichkeitsverminderung durch zuzitzende verdünnende mehr oberflächennahe Wässer.

Die Verkieselung des Schwerspats ist befördert worden, wenn in den verdrängten Lösungen außer Alkalisilikat und NaCl auch NaHCO_3 und freie CO_2 zugegen gewesen sind, so daß in dem Verkieselungsvorgang eine Zwischenbildung von BaCO_3 erfolgt wäre. (Zu vergleichen die Aufschließung von BaSO_4 durch wiederholte Behandlung mit Na_2CO_3 in der analytischen Chemie.) Auf diese Weise wäre gleichzeitig in der CO_2 ein Fällungsmittel für die SiO_2 gegeben.

Zur Trachtbeeinflussung durch Lösungsgenossen

Von

H. SEIFERT

Münster (Westf.)

Zur Lösung der Frage, wieso ein bestimmter Genotypus verschiedene Phänotypen ergeben kann (Trachtproblem), fehlt für den Teilbereich der „Lösungsgenossen“ immer noch eine befriedigende allgemeingültige Theorie. Es wird hier eine weitergeführte Adsorptionstheorie der Trachtbeeinflussung an einigen Beispielen durchgeführt.

Es ist heute bekannt, daß die Kristallstruktur des Lösungsgenossen von Bedeutung für die Trachtveränderungen der sich aus der Mutterlauge ausscheidenden Kristalle ist. Man hat zunächst rein statisch, formal geometrisch Analogien in Netzebenenendimensionen festgestellt. Sie sind, wie sich dann zeigte, nicht hinreichend.

Eine dynamisch ausgerichtete Theorie zieht die Adsorption heran. Die Fremdstoffadsorption wirkt hemmend auf das Wachstum derjenigen Flächenart, auf der die fremden Bausteine auf Grund von Gitteranalogien oder Baugruppenübereinstimmungen in instabilen zweidimensionalen Adsorptionsverbindungen festgehalten und so mit einer ungewöhnlich langen Verweilzeit begabt werden.

Das Prinzip wird an der Trachtbeeinflussung des Kaliumsulfats K_2SO_4 in Richtung auf die pseudohexagonale Basis (001) durch eine ganze Reihe komplexer Anionen vorgeführt. Um den Einfluß des Kaliumdithionates $K_2S_2O_6$ zu erklären, sind weder eine formale Netzanalogie noch ähnliche trigonale Anordnung der O-Ionen in den beiden Strukturen hinreichend (Ausbleiben des Effektes bei $KMnO_4$ u. a.). Vielmehr erkennt man in der Basis beider Salzstrukturen „charakteristische Streifen“ mit völlig analoger Anlage der oberflächlichen Bausteine und des „Untergrundes“, wobei wegen einer Versetzung dieser Streifen bei $K_2S_2O_6$ nur eine eindimensionale Keimanlage ermöglicht ist.

Unsicher ist leider noch die Deutung der ausgeprägtesten Trachtänderung (sehr dünntafelige Kristalle nach der Basis) durch Natriumthiosulfat $Na_2S_2O_3$ infolge der bisher unbekannten Struktur. Immerhin liegt nach begonnener Strukturuntersuchung eine Analogie gewisser Strukturebenen in polymeren Netzen vor; auch darf vermutet werden, daß die drei O des S_2O_3 -Ions eine der fraglichen Grenzfläche parallele Ebene in trigonaler Anordnung erfüllen.

Daß die Wirkung des basisanalog gebauten Kaliumnitrates KNO_3 schwächer ist, erklärt sich trotz nunmehr sogar zweidimensionaler Grenzflächenanalogie durch ein schon merklich abweichendes Gesamtkraftfeld infolge verschiedener Ladung der Anionen und durch Niveauunterschiede der Ionen des Untergrundes bei sonst ähnlicher Gesamtanordnung.

Noch schwächer beeinflußt das Kaliumchlorat, $KClO_3$. Hier liegen parallel der pseudorhomboedrischen Basis [(101) der monoklinen Aufstellung] die O-Ebenen der Anionen. Beide Strukturflächen bieten nur analoge eindimensionale Zickzackketten $+ - + - \dots$ bei schon stark abweichendem „Untergrund“.

Die auf Grund der belegten Grenzflächenanalogien zu erwartenden regelmäßigen Verwachsungen sind aus der Urlösung niemals festgestellt. Versuche epigenetischer Aufwachsungen auf größeren aktivierten Kristallen hatten nur bei dem Dithionat positive Erfolge; mit Thiosulfat-Ion entsteht in feinen Nadeln die eines noch nicht sicher identifizierten Produkts.

Bei hoher Übersättigung der Mutterlauge entstehen durch $KClO_3$ und KNO_3 trachtveränderte K_2SO_4 -Kristalle mit deutlichem Sektorenbau und optischen Anomalien. Man hat dies auf selektiv in die Sektoren der Basis (001) eingeführtes Fremdsalz (nach Art anomaler Mischsysteme) zurückgeführt. Sollte hierfür ein sauberer Nachweis gelingen, würde die bemerkenswerte Erscheinung vorliegen, daß bei einem und demselben System alle Übergänge vom einfach variierten fremdstofffreien Phänotypus bis zum ausgeprägten anomalen Mischtypus vorliegen.

Damit wären die eindeutig durch Lösungsgenossen induzierten, aus der „Normaltracht“ veränderten Phänotypen in eine enge Nachbarschaft zu anomalen Misch-

kristallen gerückt: Bei diesen gelingt es, selektiv absorbiertes Fremdmaterial beim Fortschreiten des Wachstums einzuschließen, bei jenen findet Verdrängung statt.

Die durch Glykokoll $\text{CH}_2\text{NH}_2\text{COOH}$ bewirkte Trachtänderung des Steinsalzes, wobei Pyramidenwürfel und gestreifte Rhombendodekaeder entstehen, kann in entsprechender Weise mit Struktur analogie beider Stoffe begründet werden. Die starke Blockierung der Würfelkanten wachsender NaCl -Kristalle durch adsorbierte strukturanaloge Molekülketten von Glykokoll scheint Ursache der ersten Anlage von Randflächen ($hk0$) zu sein. Die Streifung der (110) -Fläche wird als Vergrößerungserscheinung des dadurch bedingten Wachstums jener „unvollständigen“ Flächen (im Sinne STRANSKI's) gedeutet.

Kristallographische Untersuchungen an Natriumchlorid- und Natriumbromid-Harnstoff-Komplexen

Von

W. KLEBER

Bonn

zusammen mit M. v. STACKELBERG und MARIA WALLRAF

Es wird über einige Ergebnisse kristallographischer Untersuchungen an den Verbindungen $\text{NaCl} \cdot \text{CO}(\text{NH}_2)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ und $\text{NaBr} \cdot \text{CO}(\text{NH}_2)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ berichtet. SCHAAKKE¹⁾ hat den NaCl -Komplex bereits röntgenographisch untersucht und als Raumgruppe D_{2h}^{25} — Immm festgestellt. Auf Grund der neuen Untersuchungen kristallisiert der Komplex, aber nicht rhombisch, sondern monoklin mit der Raumgruppe C_2^3 — $C2$. Außerdem müssen die Gitterkonstanten a und b gegenüber den Daten von SCHAAKKE miteinander vertauscht werden. Wir haben demnach die Gitterdimensionen:

$$a = 6,50$$

$$b = 5,24 \quad \text{Diagonale} = 8,4 \text{ \AA}$$

$$c = 17,63$$

Meist liegen Zwillinge nach (110) vor, Achsenebene ist (010) mit $2V\gamma = 36^\circ 30'$ und $n\gamma // c$.

Um der Struktur dieses Komplexes besser beizukommen, wurde auch der entsprechende NaBr -Komplex in die Untersuchungen eingeschlossen. Zunächst zeigte es sich, daß dieser Komplex wesentlich schwieriger zu gewinnen war. Er entstand nur unter besonderen Versuchsbedingungen im Exsikkator. Bei Chloridzusatz bildeten sich monokline Kristalle, die dem NaCl -Komplex durchaus analog aufgebaut sind. Auf Grund von Dichtebestimmungen und chemischen Bestimmungen wurden die Kristalle einwandfrei als Bromidkomplex identifiziert. Auch die Röntgenuntersuchungen bestätigten die vollständige Isomorphie-Beziehung. Lediglich die Gitterdimensionen sind gegenüber dem Chloridkomplex geringfügig aufgeweitet.

Bemerkenswert ist, daß aus reiner Bromidlösung (also ohne Chloridzusatz) tetragonale bzw. pseudotetragonale Kristalle ausfielen. Dieser tetragonale Komplex

¹⁾ SCHAAKKE, I.: Naturw. 26. (1938.) 411.

ist chemisch ebenfalls als $\text{NaBr} \cdot \text{CO}(\text{NH}_2)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ aufzufassen. Die Gitterdimensionen weisen auf eine enge Verwandtschaft zu monoklinen Komplexen hin. Der Hauptvektor $\perp c$ entspricht der Diagonale 8,4 des monoklinen Komplexes. Die Diagonale im tetragonalen Kristall besitzt eine Translationsgröße von 12,0 Å und liegt damit doppelt so hoch wie das Mittel zwischen a und b beim monoklinen Komplex. Auch die c-Achse ist zu verdoppeln (statt 17,63 36 Å). Der tetragonale Kristall ist optisch positiv und deutet in seinem Achsenbild eine niedrigere Symmetrie an. Das tun auch die Lösungsfiguren auf (001), die nicht quadratisch, sondern gestreckt rechteckig entwickelt sind. Die Laue-Symmetrie ist tetragonal.

Die Schwierigkeiten, die bei der Herstellung des Bromid-Komplexes in Erscheinung traten, geben vielleicht einen Hinweis auf das Problem der Trachtbeeinflussung von Natriumbromid durch Harnstoff. M. W. ist dieser Einfluß bis jetzt noch nicht nachgewiesen. Das kann in der Tatsache begründet sein, daß eben der Bromidkomplex nicht so leicht entsteht wie der Chlorid-Komplex, oder aber es sind in diesem Falle die strukture geometrischen Toleranzgrenzen bereits überschritten.

„Kombinationen der Mineralfärbung“

Von

K. SCHLOSSMACHER

Idar-Oberstein

Die optische Photometrie konnte aus mancherlei Gründen den Anforderungen der Kristallographie und Mineralfarbenlehre nicht genügen. Es hat jahrelanger Arbeit bedurft, um die lichtelektrischen Zellen der verschiedensten Konstruktion in Kristallphotometern auf ihre Brauchbarkeit zu prüfen. Das Mikroselenphotoelement S 12 erwies sich schließlich als die geeignetste Zellentype, die in einem gewissen Intensitätsbereich Proportionalität und Störungsfreiheit aufweist. Mit ihr konnten Absorptionsmessungen und Probleme der Mineralfarbenlehre in Angriff genommen werden. Ein grundlegendes Interesse für die Mineralfärbung hat das Aufeinanderwirken verschiedener farbgebender Metalle in ein und derselben Wirtssubstanz. Dies war am einfachsten an Lösungen nachzuprüfen. Als Beispiel wurden Lösungen von Kupfersulfat und Kobaltsulfat und deren Mischungen gewählt. Die theoretische Grundlage für deren Verhalten ist das BEER'sche Gesetz. Die sich aus ihm ergebenden Folgerungen wurden an den Absorptionskurven der reinen Lösungen und deren Mischungen nachgeprüft und bestätigt gefunden. Diese Folgerungen sind der lineare Verlauf der logarithmischen Kurven der Durchlässigkeit, das Auftreten eines gemeinsamen Schnittpunktes für alle Kurven bei einer bestimmten Wellenlänge und die Lage der Mischungskurven im Gebiet zwischen den Kurven der beiden reinen Lösungen. Messung und Rechnung stimmten in allen Fällen in der durch die Methode gegebenen Fehlergrenze überein. Diese beträgt 0,5% für die Durchlässigkeitswerte. In der gleichen Weise wie dieses Zweifarbstoffsystem wurde ein Dreifarbstoffsystem aus Lösungen von Kupfersulfat, Kobaltsulfat und Nickelsulfat behandelt. Auch hier ergab sich Übereinstimmung zwischen Theorie und Messung. Von besonderem Interesse für die Mineralfarbenlehre ist die Verlagerung der Absorptionsmaxima und -minima durch die Einwirkung einer

zweiten farbgebenden Substanz. Bei dem oben genannten Zweistoffsystem wurde diese Verlagerung durch Messung, graphische Konstruktion und Rechnung verfolgt und die Gesetzmäßigkeiten aufgezeigt.

Diese zunächst an Lösungen ausgeführten Arbeiten wurden gemeinsam mit dem verstorbenen Dr. REHBERG an festen Substanzen fortgeführt. Gewählt wurde die Reihe Kaliumaluminiumalaun- Chromaluminiumalaun. Hier war es möglich, durch Kristallzüchten die verschiedensten Konzentrationsverhältnisse zu erreichen und die Konzentration genau festzulegen. Auch hier ergab sich wieder eine volle Bestätigung des BEER'schen Gesetzes. Die logarithmischen Kurven der Durchlässigkeit sind Geraden und die weiteren Folgerungen treffen zu. Eine Änderung der Alkalikomponente in dieser Reihe zeigte keinen Einfluß auf die Absorptionsverhältnisse.

Diskussionsbemerkungen

SILBERSTEIN begrüßt es, daß durch die Modellversuche des Vortragenden eine Grundlage geschaffen worden ist, um die Absorptionsmessungen an Mineralien als Teilgebiet der chemischen Optik zu betreiben. Physikalische Messungen und genaue chemische Analysen müssen hier unbedingt Hand in Hand arbeiten. Die Art von physikalischer Einseitigkeit, aus der heraus z. B. LIEBISCH Präzisionsmessungen optischer Konstanten an Axinit veranlaßte, ohne sich des Vorhandenseins eines Eisenaxinites und eines Manganaxinites bewußt zu sein — Versuche, die offenbar von vornherein zum Scheitern verurteilt waren —, muß endgültig auf dem Friedhof der mineralogischen Irrtümer begraben werden.

Einen Sonderfall der Absorption bilden gewisse farblose Vorkommen von im allgemeinen farbigen Mineralien oder Mineralgruppen (z. B. Zinnstein, Zinkblende, Granat, Vesuvian, Turmalin). Hier wäre zu entscheiden, wieweit es sich — entsprechend der Entfärbung eisengefärbter Glasflüsse durch Manganzusatz — um Ausgleichsfarblosgkeit durch mehrere sich zu Weiß ergänzende Färbungen handelt (was wohl für den wasserklaren Granat von Jordansmühl und den farblosen Granat von Auerbach zutreffen dürfte) oder um Endglieder der betr. isomorphen Mineralgruppen, die von färbenden in das Molekül eingehenden Atomen frei sind.

Hierauf bemerkte ROSE, daß genaue quantitative Analysen nicht genügen, sondern daß auch die Frage der molekulardispersen oder kolloiddispersen Verteilung der färbenden Bestandteile gelöst werden muß.

Eindimensional fehlgeordnete Kristalle und die Berechnung der Röntgenintensitäten

Von

HEINZ JAGODZINSKI

Marburg

Als „eindimensional fehlgeordnet“ werden solche Kristalle bezeichnet, die in zwei Translationsrichtungen streng geordnet sind, in der dritten (nicht komplanaren) Translationsrichtung aber Fehlordnung aufweisen. Diese Unordnungsart ist natürlich besonders bei Schichtgittern zu erwarten; durch röntgenographische Untersuchungen

ausgesprochener Schichtminerale konnte diese Erwartung von mehreren Autoren bestätigt werden. Eine bedeutende Rolle spielt diese Fehlordnung aber auch bei den Mineralen, die als dichteste Kugelpackungen aufgefaßt werden können.

Rechnerische Lösungsmethoden für die Auswertung von Röntgenaufnahmen von eindimensional fehlgeordneten Kristallen werden für einige einfache Spezialfälle von WILSON, HENDRICKS und TELLER angegeben. Während jedoch HENDRICKS und TELLER keine quantitative Auswertung ihrer Ergebnisse mitteilen konnten, gelang WILSON die Deutung von Röntgenaufnahmen von wärmebehandelten Co. Die Ansätze von WILSON und HENDRICKS und TELLER sind jedoch an zu einfache Voraussetzungen geknüpft, um mit ihnen auch eine Auslegung der vom Referenten erhaltenen Röntgenaufnahmen eindimensional fehlgeordneter Kristalle erhalten zu können. Es werden deshalb Lösungsansätze unter allgemeineren Gesichtspunkten unternommen. Die Ergebnisse lassen eine befriedigende quantitative Deutung aller erhaltenen Röntgenaufnahmen zu.

Unter anderem konnte festgestellt werden, daß die Wurziteinkristalle aus Thrazien — ein Vorkommen, das einwandfreie hexagonale Wurzitkristalle führt — bereits zum Teil in Zinkblende umgewandelt sind; die eindimensionale Fehlordnung wurde aber nicht durch die Umwandlung hervorgerufen, sondern der ursprünglich gewachsene Wurzitkristall muß bereits einen erheblichen Fehl Ordnungsgrad besessen haben (etwa jede 3. Schicht ein Fehler). Damit wird auch die von RAMDOHR und WEBSKY an Wurzitkristallen des gleichen Vorkommens nach den Flächen des Tetraeders beobachtete Zwillingsbildung sofort verständlich.

Über Kristallgitter mit statistischer Verteilung

Von

W. BORCHERT

Heidelberg

Die Annahme, daß bei den Strukturen im System Cu_{2-x}Se ein Teil der Cu-Ionen über ein Gerüstgitter statistisch verteilt ist, steht in engem Zusammenhang mit dem physikalisch-chemischen Verhalten dieser Phasen. Untersuchungen von REINHOLD, WAGNER und Mitarbeitern über Leitfähigkeit, Überföhrungszahlen, Diffusionsgeschwindigkeiten und Kationenaustauschvermögen deuten darauf hin, daß zumindest die statistisch verteilten Cu als nahezu frei beweglich anzusehen sind. Das Vorhandensein innerhalb eines festen Gerüstgitters beweglicher Cu und die Fähigkeit, Cu-unterschüssige, homogene Phasen bilden zu können, werfen die Frage nach der Anordnung dieser Cu in Abhängigkeit von Temperatur und Zusammensetzung auf.

Für die normalen Hochtemperaturphasen des Cu_{2-x}Se wurde folgende gemeinsame Gitteranordnung ermittelt:

4 Cu und 4 Se bilden ein Gerüstgitter vom Zinkblendetyp (Se in 000F). Die restlichen $4-y$ Cu sind bei gleicher Besetzungswahrscheinlichkeit für die Einzelpunkte statistisch über die Punktlagen 4 : (h) und 16 : (e) ($x = \frac{2}{3}$) der Raumgruppe $T_d^2 - F\bar{4}3m$ verteilt (Z. Krist. 106. (1945.) 5). Für das Cu_2Se ergibt sich hiernach eine Anordnung,

wie sie im wesentlichen einem Strukturvorschlag von RAHLFS entspricht. Bemerkenswert ist, daß sich der Cu-Unterschuß unter Beibehaltung des Gerüstgitters mit $(\text{CuSe})_4$ nur in den Punktlagen, die statistisch mit Cu besetzt sind, auswirkt. Dieser Sachverhalt kann durch die Schreibweise $\text{Cu}_{4-y}(\text{CuSe})_4$ gekennzeichnet werden.

Ausgehend von der oberhalb 250° stabilen normalen α -Modifikation des $\text{Cu}_{1.8}\text{Se}$, an dem als Beispiel die folgenden Erscheinungen erläutert sein mögen, ergeben sich bei Temperaturniedrigung unter 250° mit sinkender Temperatur kontinuierliche Änderungen der statistischen Verteilung der Cu innerhalb des Gerüstgitters; auf Kosten von 4: (b) und 16: (e) wird in immer stärkerem Maße die Punktlage 4: (d) mitbesetzt. Mit Abschluß der stetigen Umwandlung wird bei 15° folgende Verteilung erreicht: Gerüstgitter: $(\text{CuSe})_4$; 2 Cu in 4: (d) und 1,2 Cu verteilt über 4: (b) und 16: (e). Im gesamten stetigen Umwandlungsbereich von 250° bis 15° ist jeder Temperatur eine bestimmte statistische Verteilung der „beweglichen“ Cu zuzuordnen.

Mit weiterer Temperatursenkung tritt unstetige Umwandlung in die β -Modifikation ein; das Tieftemperaturgitter ist gegenüber der kubischen Hochtemperaturmodifikation leicht tetragonal verzerrt. Die Umwandlung ist weiterhin durch das Auftreten von Überstrukturlinien gekennzeichnet. Es möge in diesem Zusammenhang auf ähnliche Erscheinungen, wie sie beim Übergang der ungeordneten in die geordnete Phase einer Legierung auftreten, hingewiesen sein. — Die Umwandlungen sind vollkommen reversibel.

Bei keiner Temperatur und keiner Zusammensetzung wurde eine Verteilung gefunden, die dem von DAVEY und HARTWIG für Berzelianit (Cu_2Se) angegebenen Antifluorittyp entspricht.

Die stetigen Umwandlungserscheinungen bedingen einen starken Temperaturgang des Ausdehnungskoeffizienten; hiernach resultiert die Ausdehnung bei Temperaturerhöhung u. a. aus den Übergängen der beweglichen Cu aus der Punktlage 4: (d) in die engeren „Lücken“ der Punktlage 16: (e).

Während im ersten Beispiel dargelegt wurde, wie sich innerhalb eines festen Gerüstgitters weitere Gitteranteile statistisch verteilen, soll an den Strukturen von α -Cristobalit und den Na_2O -reichen Carnegieiten gezeigt werden, daß selbst zum Gerüstgitter gehörende Anteile statistisch verteilt sein können bzw. rotieren.

NIEUVENKAMP gibt für den Hochcristobalit eine Struktur an, bei welcher in Abänderung des WYCKOFF'schen Vorschlags die Sauerstoffe aus der Verbindungslinie benachbarter Si herausgewinkelt sind und um diese Verbindungslinie rotieren.

Na_2O -reicher Carnegieit der Zusammensetzung $\text{Na}_4[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}] \cdot n\text{Na}_2\text{O}$ weist für den gerüstgitterbildenden Anteil $[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]^4-$ eine entsprechende Anordnung wie α -Cristobalit auf, wenn in diesem 4 Si durch 4 Al ersetzt werden. Ohne eine Entscheidung zu treffen, ob die Sauerstoffe rotieren, wurden bei unserem Strukturvorschlag (Heidelbg. Beitr. Mineral. Petrogr. 1 (1947) 17) die Sauerstoffe über die Punktlage 96: (i) der Raumgruppe $T_d^2 F\bar{4}3m$ statistisch verteilt, wobei jeweils 6 Punkte der angegebenen Punktlage in gleicher Weise, wie der Vorschlag von NIEUVENKAMP vorsieht, über den Umfang eines Kreises verteilt sind. Dieses Gerüstgitter wird durch die Einfügung von 4 Na-Ionen abgesättigt. Diese Anordnung: $\text{Na}_4[\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$ wird als Grundgitter bezeichnet. In die vorhandenen Gitterlücken kann weiteres Na_2O eingelagert werden, wobei das Existenzgebiet der α -Modifikation bis unterhalb Zimmertemperatur herabgedrückt wird.

Diskussionsbemerkungen

A. NEUHAUS: Die vorstehend dargelegten Struktureigentümlichkeiten der kubischen Hochtemperaturform des Cu_{2-x}Se legen u. a. eine recht zwanglose Deutung des immer noch problematischen diluten Ag-Gehaltes vieler Zinkblenden (und wohl auch mancher Bleiglanze) nahe. Eingebaut wird Ag_2S , und zwar ein Ag in echtem Austausch gegen Zn, das zweite als Füllung freier Tetraeder-Lücken. Der Zn-Ag-Austausch dürfte allerdings, wie der von Fe und Cu, nur bei hohen Temperaturen bzw. unter besonderen Bedingungen möglich und haltbar sein; die Einlagerung von Ag (desgleichen Cu) in freie Lücken der ZnS-Strukturen hingegen ist, wie die Aktivierung der ZnS-Phosphore zeigt, bei etwa 300–400° C auch nachträglich bei jeder Zinkblende (und sicher auch Wurtzit) erreichbar. Mit Abkühlung einer derartigen ZnS- Ag_2S -Mischphase entmischt Ag_2S frühzeitig und bildet die bekannten „verglasten“, d. h. mit feinsten Ag_2S -Häuten (Glaserz) überzogenen Zinkblenden der Alten. Die Verhältnisse liegen mithin ganz analog wie beim Mischsystem MgF_2 -LiF (u. a. stöchiometrisch disharmonischen Mischphasen), für das bei hoher Temperatur sogar vollständige Mischbarkeit angegeben wird, das bei Raumtemperatur nach eigenen unveröffentlichten Untersuchungen aber praktisch keinerlei Mischbarkeit besitzt (< 0,1% MgF_2 in LiF). Näheres über stöchiometrisch disharmonische Mischsysteme soll in einer besonderen Arbeit folgen.

SCHNEIDERHÖHN hebt die hohen Leistungen der Erzmikroskopie für die Aufklärung der Bildungsbedingungen der verschiedenen Arten des Kupferglanzes hervor.

SILBERSTEIN¹⁾ sieht eines der Hauptziele der Erzmikroskopie darin, die technisch wichtigen isomorphen Metallvertretungen in den Erzmineralien möglichst mengenmäßig zu erfassen. Er fragt, bis zu welcher unteren Grenze der Einbau von isomorphem Ag_2S im Fahlerz rein reflektometrisch feststellbar sei. [SCHNEIDERHÖHN: Gefühlsmäßig 3%.]

Rein reflektometrisch kommt man bei solchen Aufgaben offenbar nicht allzuweit. Das reflektometrische Verfahren muß vielmehr durch Reaktionen in situ am Erzschliff ergänzt werden. Ein Ausgangspunkt auf diesem Wege wäre z. B. die von SILBERSTEIN und WIESS angegebene Jodbehandlung und Bestrahlung des jodierten Fahlerzschliffs zwecks Nachweises des isomorphen Ag_2S durch die in Z. anorg. u. allg. Chem. **124** (1922) abgebildete Lichtreaktion. Auf diese Weise läßt sich die rein physikalische Nachweisbarkeitsgrenze von 3% Ag_2S im Fahlerz ganz bedeutend unterschreiten. Durch Vervollkommnung des optischen Geräts [stärkere Lichtkonzentration, Strahlungs- und Schwärzungsmessung] sowie durch Dickenmessung der AgJ-Haut mittels der Interferenzfarbe dünner Blättchen nach TAMMANN ließe sich das isomorph eingebaute Ag_2S mengenmäßig bestimmen.

Aber auch abgesehen von diesem Sonderfall empfiehlt sich die Jodbehandlung der Schliffe bei der makro- und mikroskopischen Erzuntersuchung wegen ihrer besonders vielseitigen Anwendungsfähigkeit. Jod kann sowohl in rein wässriger wie in alkoholischer wie in Jodjodkaliumlösung auf den Schliff aufgebracht werden; es können die wasserfreien Jodidhäute durch Wässerung vielfach in kennzeichnend

¹⁾ Ergänzt.

gefärbte Filme überführt werden; die Jodidhäute sind oft lichtempfindlich, und zwar bei den verschiedenen Metallen und Metallkombinationen, wie sie in den Erzmineralien vorliegen, in verschiedener Art und in verschiedenem Maße; schließlich können die Erzschliffe sowohl reinem Joddampf wie Dampf von Rohjod ausgesetzt werden. So kann freies Wismut nachgewiesen werden durch Umwandlung des zunächst gebildeten BiJ_3 mittels Wasser in das ziegelrot gefärbte Wismutoxyjodid; im Fahlerz von Müsen kann versteckte Zonenstruktur durch wässrige Jodlösung zu einem wundervollen Interferenzfarbenbilde entwickelt werden; Hg-Gehalt von gediegenem Silber kann durch das schnelle Ausbleichen der unter bestimmten Bedingungen erzeugten Quecksilber-Silber-Jodhaut im Tageslicht erkannt werden; während gediegenes Palladium schon von reinem Joddampf jodiert wird, wird gediegenes Platin erst durch Rohjoddampf angegriffen; usw. usw.

Zur Struktur der Silikatgläser

Von

H. O'DANIEL

Frankfurt/M.

Bei konsequenter Durchführung der heutigen Anschauungen über den Unordnungs- und den Zustand der Gläser, hier speziell der Silikatgläser, zwingen sich Überlegungen auf, die geeignet sind, zwischen im einzelnen extrem auseinandergehenden Erklärungen zu vermitteln. Charakteristisch für die Silikatgläser ist die Kombination von dreidimensionaler und niedrigerdimensionaler Vernetzung der SiO_4 -Tetraeder im Gesamtbau. Die zweidimensionalen Netzstücke und die eindimensionalen Kettenstücke werden eine um so größere Bedeutung für diesen Gesamtbau bekommen, je höher die Prozentzahl der tetraederverfremden Kationen ist. Dabei ist, im Unterschied zu den Strukturen der kristallisierten Silikate, eine solche kombinierte Vernetzung eine Eigenart der Glasstruktur, und außerdem ist hier die diadoche Vertretung des Si durch Al nicht die Voraussetzung für ihre Existenz überhaupt, vielmehr ist es das Aufreißen des rein dreidimensionalen Netzwerkes. Erst in ternären Systemen tritt in den Gläsern das Al in den Tetraederverband ein.

Zeigt diese Überlegung schon, daß bezüglich ihrer Unordnung die Gläser von den Kristallen sich durch eine solche Vernetzungskombination grundlegend unterscheiden, so geht der Unterschied noch weiter, wenn außer der dreidimensionalen Kombinationsvernetzung auch noch „Inseln“ angenommen werden, d. h. in sich abgeschlossene, mehr oder weniger große „Molekül“-Gruppen in unregelmäßigen Ringschlüssen, die bei abnehmender Größe durch die damit verbundene Zunahme der intramolekularen Energie zudem noch eine weniger große Unordnung aufweisen mögen. Zur Annahme solcher „Inseln“ zwingen manche, mit der reinen Netzwerktheorie nicht zu erklärende physikalische und chemische Eigenschaften der Silikatgläser.

In diesem Zusammenhang ist auf die nunmehr deutlicher zutage tretende Analogie zwischen den Silikatgläsern einerseits, den sogenannten „organischen Gläsern“ der Linear-Kolloide und den vernetzten Harzen andererseits mit Nachdruck zu ver-

weisen, wobei die siliko-organischen Gläser der Silicone u. ä. eine Mittelstellung einnehmen. Bei allen diesen Gläsern übrigens ist kennzeichnend die für das Netzwerk und die intramolekularen Kräfte charakteristische nicht-heteropolare Bindung. Die bei Quarz festgestellte, bei den Silikaten, also auch bei den Silikatgläsern mit weitgehender Sicherheit anzunehmende „intermediäre“ Bindungsart scheint ein Kennzeichen der Siliziumchemie überhaupt zu sein: die intermediäre Si—O—Si-Bindung ist die einzig stabil erscheinende, während im Unterschied dazu die homöopolare C—C-Bindung in der gesamten organischen Chemie als die einzig stabile erscheint.

Die ganze Vorstellung einer idealen Glasstruktur wird schließlich noch überlagert und dadurch in ihrem Unordnungszustand noch erhöht durch das Vorhandensein der „Real“-Struktur mit ihren Fehlunordnungen, Leer- und Lockerstellen, Kohärenzbereichen, d. h. mit ihrer Mosaikstruktur.

Die „Unordnung“ verhindert es bis heute, die Struktur der Gläser ähnlich zwingend mit Hilfe der Röntgenuntersuchung aufzuklären, wie das in hohem Maße bei den Kristallen auf Grund ihrer prinzipiellen „Ordnung“ fast zwangsläufig war. Die weitere Entwicklung der Glasforschung wird auf vergleichende Untersuchungen an anorganischen, halborganischen und organischen Gläsern nicht mehr verzichten können, will sie ihrem häufig noch hypothetischen und spekulativen Charakter entwachsen.

(Ausführliche Veröffentlichung in Glastechn. Berichte. 22. 1948. Heft 1/2.)

Scholzit, eine neue Mineralart

Von

H. STRUNZ

Regensburg

Das Mineral wurde im Feldspat-Pegmatit von Hagendorf nahe Pleystein (Oberpfalz) entdeckt und besitzt folgende Eigenschaften: Millimeter große, plattige und längliche Kriställchen, farblos bis weißlichgrau, pseudorhombisch-monoklin; $a_0 = 6,46$, $b_0 = 9,05$, $c_0 = 7,55$ Å, $\beta \sim 90^\circ$. Die Elementarzelle enthält zwei Einheiten $\text{Ca}_2\text{Zn}[\text{OH}/\text{PO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Die Brechungsindizes sind $n_\alpha \sim 1,583$, $n_\beta \sim 1,589$, $n_\gamma \sim 1,604$, 2V klein. — Zur Paragenese gehören dunkle derbe Zinkblende, Feldspat, derber Quarz und das Phosphat Triplit, die wohl alle primärer Entstehung sind, während Scholzit aus diesen durch sekundäre Umsetzung hervorgegangen sein dürfte. (Benennung nach Dr. SCHOLZ, Mineraliensammler, Chemiker und Fabrikbesitzer in Regensburg; eine Analyse wurde von Frau Dr. HARTWIG ausgeführt; die Formel ließ sich entsprechend der allgemeinen Ableitung, Z. Krist. 95, 1936, S. 1, mit Hilfe des Elementarvolumens finden.)

Zur Klassifizierung der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage

Von

H. STRUNZ

Regensburg

Gliedern wir die Kristallchemie auf in eine Kristall-Reinchemie, eine Kristall-Valenzchemie und eine Kristall-Stereochemie, so gelangen wir damit zu drei verschiedenen Aspekten eines weitgehend naturgegebenen Systems der Mineralien. In den „Mineralogischen Tabellen“ von H. S. (Leipzig 1941, Ann. Arbor 1944 und in wenigen Wochen in Leipzig neu erscheinend) wurde die Kristall-Reinchemie als übergeordnetes Prinzip gewählt und es wurden die beiden anderen Gesichtspunkte zur Auffindung und Hervorhebung von „Querbeziehungen“ soweit wie möglich in Betracht gezogen: Stereochemische Analogien (nach NIGGLI, EWALD, BRANDENBERGER) hoben sich gut hervor; auf die valenzchemische Zusammengehörigkeit (nach KOSSEL, GRIMM, EWALD, KLEBER) war von Anfang an bequem gesondert zu verweisen; die feineren Unterschiede „mesodesmisch-isodesmisch . . .“ kamen — wie ESKOLA in einer der Besprechungen zeigt — sogar von selbst zum Vorschein. — Über die Vor- und Nachteile in der Wahl des übergeordneten Prinzips läßt sich diskutieren; darüber wird in der Neuauflage nachzulesen sein.

Kristallchemie des Ga und In

Von

E. HELLNER

Marburg/Lahn

Röntgenographische Untersuchungen über das Mg_2Ga (In, Tl)¹⁾ ergaben, daß diese Struktur sehr große Ähnlichkeit mit dem $\text{Fe}(\text{Mn}, \text{Ni})_2\text{P}$ —C 22-Typ hat. Der Unterschied liegt darin, daß Mg_2Ga eine doppelt so große C-Achse hat, die verursacht wird durch Ga-Molekülbildung. Man kann daher sagen, daß, wenn im Fe_2P heteropolare Tendenzen für die Ausbildung dieser Struktur maßgebend sind, auch im Mg_2Ga noch heteropolare Bindungstendenzen — wenn auch nur in geringerem Maße — neben metallischen und homöopolaren vorliegen müssen. Die Metalle der dritten Gruppe Ga, In und Tl sind ferner in der Lage, Typen auszubilden, wie den NiAs -²⁾, FeSi -³⁾ und CaF_2 -Typ, die wir an sich als Strukturen mit heteropolarer Bindung ansehen können.

¹⁾ WECKERLE (Diss. Freiburg 1936) konnte die Lage der Tl-Atome im Mg_2Tl ungefähr feststellen.

²⁾ LAVES, WALLBAUM, Z. angew. Mineralogie IV (1941/1942) 1711.

³⁾ HELLNER, LAVES, Z. Naturforschung 2a (1947) 177ff.

Im System Pd—Tl konnte bei der ungefähren Zusammensetzung Pd_2Tl ein NiAs-Typ gefunden werden, dessen Auftreten bei Verbindungen des Thalliums bisher noch nicht bekannt war.

Es wird vermutet, daß Ga, In und Tl auch als Anion in der Gruppe der sulfidischen Erze vorkommen kann. Diese Behauptung wird gestützt durch die Tatsache, daß im Dreistoffsystem In—Ni—Sb eine lückenlose Mischkristallreihe vom Ni_2In zum NiSb (beide mit NiAs-Struktur) auftritt. Wenn es z. B. gelänge, In im Breithauptit nachzuweisen, so würde dies wohl als Anion in die Punktlage des Sb gehen. Auch im Germaunit und Crookesit dürfte noch nicht einwandfrei nachgewiesen sein, ob das Ga bzw. Tl in die Anionen- oder Kationen-Punktlage eintritt.

Die Bindung des Kristallwassers in den Alaunen

Von

KURT SPANGENBERG

Heidenheim

Nach den Untersuchungen von H. LIPSON¹⁾ und C. A. BEEVERS²⁾ ist in α -, β - und γ -Alaunen eine fast genau oktaedrische Anordnung von 6 $\text{H}_2\text{O}_{\text{II}}$ um Al^{3+} vorhanden, während die anderen 24 Moleküle H_2O der Elementarzelle zu je 6 $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}}$ in einer von der Größe des einwertigen Kations abhängigen, wesentlich offeneren Gruppierung um das R^+ angeordnet sind. Durch die Vergrößerung des R^+ beim Ersatz von K oder Rb der α -Alaune durch Cs oder das noch mehr Raum beanspruchende NH_3CH_3 -Radikal wird die β -Alaunstruktur bewirkt. Die Verkleinerung beim Ersatz von K^+ durch Na^+ veranlaßt dagegen die γ -Struktur.

Durch diese strukturbedingende Rolle der Größe des einwertigen Kations entsteht der Eindruck, als ob die R^+ ein „Zentralion“ für die koordinative Bindung der $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}}$ darstellen. Nach den mit der Größe des R^+ zunehmenden Abständen $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}} : \text{R}^+$ müßte man erwarten, daß die Festigkeit der Bindung des $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}}$ am stärksten bei Na^+ , am schwächsten bei Cs^+ sein wird. Gerade das Gegenteil ist aber nach den schon in den Jahren 1934—1936 von einer Mitarbeiterin des Vortragenden, Frl. M. FIOLA³⁾, ausgeführten Messungen der H_2O -Tensionen und der Zersetzungstemperaturen an über 40 verschiedenen Alaunarten der Fall. Aus den Werten der H_2O -Tensionen für 8 Alaungruppen (Al-, Cr-, V-, Fe-, Co-Sulfatalaune und Al-, Cr- und Fe-Selenatalaune) geht hervor, daß der Dampfdruck $p_{\text{H}_2\text{O}}$ bei gegebener Temperatur stets für die Na-Alaune, soweit diese untersucht wurden, sonst für die K-Alaune am größten ist und mit

¹⁾ H. LIPSON, a) Philos. Mag. 7. 19. (1935) 887—901; b) Proc. Roy. Soc. London (A) 151. (1935.) 347—356.

²⁾ H. LIPSON und C. A. BEEVERS, Proc. Roy. Soc. London (A) 148. (1935.) 664 bis 680.

³⁾ MARGARETE FIOLA, Beiträge zur Kenntnis der isomorphen Gruppe der Alaune, Diss. Naturw. Fak. d. Univ. Breslau, 1937. VDI-Verlag, Berlin.

steigendem Radius des R^+ von K- zu NH_4 - zu Rb-Alaun abnimmt und für die Cs-Alaune stets seinen niedrigsten Wert erreicht. Vollkommen gleichsinnig ist das Ergebnis der ausgeführten Bestimmungen der Schmelz- bzw. Zersetzungstemperaturen. An Hand einer Zusammenstellung der Werte für die Sulfatalaune von Al, Cr, V und Fe wurde gezeigt, daß diese Temperaturen stets von Na- bzw. K- über NH_4 - und Rb- zu den Cs-Alaunen zunehmen⁴). Aus den Schmelztemperaturen wie aus den H_2O -Tensionswerten folgt also eindeutig, daß entgegen der oben ausgesprochenen Erwartung die größte Festigkeit der H_2O -Bindung stets bei den Cs-Alaunen, die geringste aber bei den Na- bzw. K-Alaunen vorhanden ist.

Es muß daher die Frage gestellt werden, wie sich dieses Ergebnis mit dem Nachbarschaftsbild vereinigen läßt, das aus den Strukturbestimmungen von H. LIPSON (l.c.) für die α -, β - und γ -Alaune gewonnen wird. Unter Benutzung der in Z. Krist., Strukturberichte **3**, S. 108—113, angewendeten Bezeichnungen ergibt sich für die Entfernungen $f = H_2O_{II} : Al$ und k bzw. k' für $H_2O_{II} : H_2O_{II}$ innerhalb der von H. LIPSON auf etwa $\pm 0,05 \text{ \AA}$ geschätzten Fehlergrenzen der berechneten Atomabstände der nach den Radien $0,57 \text{ \AA}$ für Al^{3+} und $1,40 \text{ \AA}$ für H_2O zu erwartende Betrag für $f \sim 1,97 \text{ \AA}$ und für k bzw. $k' \sim 2,80 \text{ \AA}$. Ganz anders verhalten sich aber die Werte m der Abstände $R^+ : H_2O_I$. Diese sind gegenüber den aus den üblichen Radien gebildeten Summen außerhalb der genannten Fehlergrenzen zu groß; die Abweichung beträgt bei Na-Alaun 2,9%, bei K-Alaun 7,7%, bei Rb-Alaun 10,4% und bei Cs-Alaun 11,8%. Auch die Abstände $H_2O_I : H_2O_I$ sind im Minimum um 15—22% zu groß.

Demgegenüber fallen aber andere Abstandswerte als außerhalb der Fehlergrenzen deutlich kleiner als die „theoretischen“ Werte auf (Abstandsverminderungen bis zu 10%). Es sind dies die Abstände $g = H_2O_I : H_2O_{II}$, $h = H_2O_I : O_{II}$ und $i = H_2O_{II} : O_{II}$. (Mit O_{II} werden die Sauerstoffe der SO_4 -Gruppen bezeichnet, die nicht auf der $[111]$ -Achse liegen.) Diesen drei verkürzten Abständen kommt also neben den Werten $f = Al : H_2O_{II}$ der Charakter von wahren „Bindungen“ der H_2O im Alaungitter zu. Die Winkel α_1 , α_2 und α_3 dieser drei Bindungsrichtungen g , h und i kommen dabei dem Tetraederwinkel sehr nahe, worauf schon LIPSON und BEEVERS (l.c.) ausdrücklich hingewiesen haben. Dies entspricht der tetraederähnlichen Konfiguration der Molekülassoziation im Wasser (nach BERNAL und FOWLER⁵)) und der analogen Anordnung der H_2O -Dipole im Eis. Man kann also von einer Bindung von Doppelmolekülen ($H_2O_{II} : H_2O_I = g$) an Al^{3+} sprechen, von denen aber jedes Einzelmolekül zugleich an die O_{II} der SO_4 -Gruppen gebunden ist und damit die gesamten Bausteine des Gitters mit Ausnahme der R^+ zusammenhält. (Dies entspricht den Vermutungen von A. WERNER; H_2O_{II} wäre in erster, H_2O_I in zweiter „Sphäre“ an Al^{3+} gebunden.)

An Hand von Projektionen auf die $(001)_0$ -Ebene wurden für α -, β - und γ -Alaun der Verlauf der Bindungsrichtungen g , h , i und f gezeigt. Sie bilden in allen drei Strukturtypen tetraedrisch gewinkelte Zickzackketten, die mit geringfügigem Auf und Ab in Bezug zur Projektionsebene von Al in $[[000]]$ über H_2O_{II} zu H_2O_I zu O_{II}

⁴) Ausführliche Wiedergabe der Messungen erfolgte durch K. SPANGENBERG und M. BALDERMANN-FIOLA in Monatshefte f. Min. (A) 1949. 113—138.

⁵) J. D. BERNAL und R. H. FOWLER, Trans. Faraday Soc. **29**. (1933.) 1049 und J. Chem. Phys. **1**. (1933.) 515.

zu $\text{H}_2\text{O}_{\text{II}}$ zu Al in $[\frac{1}{2} \frac{1}{2} 0]$ und von dort über $\text{H}_2\text{O}_{\text{II}}$ zu O_{II} zu $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}}$ zu $\text{H}_2\text{O}_{\text{II}}$ zu Al in $[[110]]$ verlaufen. Der zu große Abstand der R^+ , die in den weiten Maschen dieses Netzes der Zickzackketten liegen, tritt dabei deutlich hervor. Die allgemeine Richtung dieser H_2O -Bindungsketten ist $[110]$, d. h. die auch im Wachstumsexperiment und auch durch die Vizinalenstreifung wie die ganze Formentwicklung der Alaune als deren „Hauptbaukette“ hervortretende Richtung.

Im Hinblick auf die durch die Tensions- wie die Schmelzpunktbestimmungen sich ergebende zunehmende Lockerung der H_2O -Bindung durch R^+ mit abnehmendem Radius ergibt sich, daß die R^+ auf die Eingliederung der H_2O in die Bindungsketten eine Art von Kontrapolarisation ausüben und nicht als Zentralion für die ihnen geometrisch benachbarten $\text{H}_2\text{O}_{\text{I}}$ betrachtet werden können. Hieraus versteht man auch die Beobachtung, daß bei den Alaungruppen mit lockerer Bindung der $\text{H}_2\text{O}_{\text{II}}$ an größere R^{3+} , wie z. B. Ti, Mn, Co, stets die Cs-Alaune leicht darstellbar sind, während andererseits Na-Alaune nur bei Alaunen mit besonders fester Bindung der H_2O an die R^{3+} , wie z. B. bei Al und Cr, und dann nur bei möglichst tiefen Temperaturen hergestellt werden können.

Ausführliche Mitteilungen sind in den Monatsheften für Mineralogie, Abt. A, 1949, S. 99—112 erschienen.

Über Refraktometrische Messungen und Achselwinkelbestimmungen mit Hilfe des mehrachsigen Drehtisches

Von

RUDOLF MOSEBACH

Tübingen

Die Theorien der heute bekannten Drehtischmethoden beruhen größtenteils auf der völlig oder doch nahezu erreichten Erfüllung der Bedingung, die am Drehtisch geometrisch eingestellten Richtungen mit analogen Richtungen in der Indikatrix des untersuchten Minerals identifizieren zu können. Lichtbrechungsunterschiede zwischen Mineral und umgebendem Medium sollen durch die sphärischen Segmente ausgeglichen und der verbleibende Rest durch Korrekturen eliminiert werden. Auch die ungünstige Wirkung hoher Licht- und starker Doppelbrechung soll durch letztere soweit gemildert werden, daß diese Grundannahme noch Gültigkeit besitzt.

Ähnliche Bestrebungen führten mich zu der Frage, ob es nicht möglich sei, die Hauptbrechungsquotienten von Mineralen mit dem Drehtisch im normalen Dünnschliffpräparat zu bestimmen, ohne die zur Verfügung stehenden Apparaturen ergänzen zu müssen und auch für die Fälle Methoden zu finden, für die solche bis jetzt nicht existieren. Die Brechungsquotientenbestimmung auf diese Weise würde durch das U-Tischrefraktometer nicht ersetzt, weil es oft schwierig ist, seltene Minerale, die im Dünnschliff auffallen, im Pulver- oder Körnerpräparat wiederzufinden. Der Dünnschliff dagegen zeigt das Mineral im Gesteinsverband und ist einer späteren petrographischen Untersuchung immer wieder zugänglich.

Für die gesamte optische Gruppe der einachsigen Minerale sind die bisherigen Drehtischmethoden wenig ergiebig. Ein Beispiel möge zeigen, daß es Fälle gibt, in welchen Methoden, wie die eben vorgeschlagene, allein zum Ziel führen. Wie bestimmen wir die Hauptbrechungsquotienten eines Minerals, das zwar im Dünnschliff durchsichtig wird, aber nicht mehr im zur Prismenmethode notwendigen Prisma? Die Brechungsquotienten des Minerals seien so hoch, daß es keine Flüssigkeit gibt, das Totalrefraktometer oder die Immersionsmethode anzuwenden, z. B. Zirkon in nicht durchsichtiger Varietät.

Ob die hier angeschnittenen Fragen eine befriedigende Antwort finden, ist vorwiegend von zwei Umständen abhängig, der theoretischen Möglichkeit und der Meßgenauigkeit der zur Verfügung stehenden Apparatur. Erstere ist gegeben und letztere tatsächlich erreichbar.

Als Meßmittel, das mit hoher Präzision bestimmbar ist, werden die Gangunterschiede benutzt, die in optisch anisotropen Mineralen in bestimmten, mittels Drehtisches eingemessenen Richtungen auftreten. Wir können das doppelbrechende, im Dünnschliff planparallel begrenzte Mineralkorn in Verbindung mit dem Drehtisch als Drehkompensator auffassen. Die Gangunterschiede sind das Resultat des Zusammenwirkens der gleichen Größen wie bei jedem Drehkompensator. Die Stellung i des Kompensators wird hier vertreten durch die Einstellungskoordinaten des Drehtisches, und die Dicke des Schliffpräparates ist analog der Dicke des Kompensatorplättchens. Der Brechungsquotient des Mediums, aus welchem die polarisierte Welle in den Kompensator eintritt, wird durch die sphärischen Segmente mit bekanntem Brechungsquotienten n_s vertreten. Schließlich wirken noch die Hauptbrechungsquotienten des Minerals wie diejenigen des Kompensatorplättchens mit. Außer der Schliffdicke und den Brechungsquotienten sind alle diese Größen bekannt. Eine mittlere Schliffdicke ist nach einem Vorschlag von BEREK (1924) zwar bestimmbar, die Meßgenauigkeit für die hier vorliegenden Anforderungen aber meist zu gering. Glücklicherweise läßt sich die Schliffdicke durch Inbeziehungsetzen zweier Gangunterschiede meist eliminieren. Die Kenntnis der Schliffdicke ist so erst dann notwendig, wenn einer der unbekannten Hauptbrechungsquotienten bereits ermittelt ist, so daß die Ungenauigkeit einer bestimmten mittleren Schliffdicke nicht mehr sehr stört.

Die Arbeitsweise besteht darin, einen Hauptschnitt anisotroper Minerale einzumessen und die Gangunterschiede für eine Reihe von in dieser optischen Symmetrieebene liegenden, in verschiedenem Winkel einfallenden Wellennormalenrichtungen zu bestimmen. Das optische Gesetz, nach welchem diese variieren, ist errechenbar. Weniger in der Gewinnung der Messdaten als in deren Auswertung, um zu den Hauptbrechungsquotienten zu kommen, liegt das von den bisherigen Drehtischmethoden Verschiedenartige. Werden bei letzteren geometrisch eingestellte Beobachtungsrichtungen einer entsprechenden Richtung im Mineral zugeordnet, die es genau genommen bei Neigungen und Kippungen um die Horizontalachsen des Drehtisches nicht gibt, so ist das für den Fall der Brechungsquotientenbestimmung nicht notwendig. Das exakte optische Gesetz trägt ja gerade der Zerlegung der eintretenden Wellennormale in zwei in der Richtung verschiedene Wellennormalen Rechnung. Hierdurch werden die Nachteile aufgehoben, die der klassischen Methode aus großen Neigungen und starker Doppelbrechung erwachsen können. Bei innerhalb der optischen Symmetrieebene liegenden Wellennormalen, auf die wir uns zunächst beschränken wollen, stehen zudem die Schwingungsebenen der polarisierten Wellen immer aufeinander senkrecht. Es bleibt allerdings auch hier Bedingung, daß die eingemessene

optische Symmetrieebene nicht allzusehr zu der Schlifffnormalen geneigt liegt. Derartig orientierte Mineralkörner werden sich aber stets innerhalb eines Gesteinsschliffes finden lassen. Bei optisch einachsigen Kristallen haben wir ja immer einen Hauptschnitt in Richtung der Schlifffnormalen.

Es ist nicht notwendig, den Brechungsquotienten der sphärischen Segmente denjenigen der untersuchten Minerale anzugleichen, oft empfiehlt sich sogar das Gegenteil.

Über Ergebnisse von Bestimmungen der Hauptbrechungsquotienten optisch Einachsiger habe ich in einer ersten Mitteilung kurz berichtet (MOSEBACH 1947). Die Genauigkeit der Gangunterschieds-Messungen von $\pm 1-2 \text{ m}\mu$ im Bereich von 0 bis 4000 $\text{m}\mu$ kann erreicht werden (MOSEBACH, 1949). Dies ermöglicht eine Bestimmungsgenauigkeit der Brechungsquotienten von $\pm 0,001$ bis 0,003. Als spezielles Beispiel zur Anwendung obiger Methoden möchte ich hier zeigen, wie wir den wahren Winkel der optischen Achsen gleichzeitig mit dem mittleren Hauptbrechungsquotienten n_β und schließlich n_α und n_γ bestimmen können.

Hierzu sei eine grundsätzliche Bemerkung zur Achsenwinkelmessung mit dem Drehtisch vorangestellt. Alle Autoren (v. FEDOROW [1896], BEREK [1924] u. a.) sprechen von der Bestimmung des wahren Winkels der optischen Achsen 2 V. Dies ist bis zu einem gewissen Grade zulässig, solange man durch die Auswahl geeigneter Segmente bestrebt ist, die Auswirkung einer Brechungsquotientendifferenz zwischen diesen und dem Mineral zu eliminieren. Wäre n_β gleich n_s , dann wäre der gemessene Achsenwinkel identisch gleich 2 V. Meistens ist eine Korrektur entsprechend dem SNELLIUS'schen Brechungsgesetz notwendig, wobei n_β bekannt sein oder geschätzt werden muß. In der Regel ist aber n_β nicht genau bekannt, und in diesen Fällen bleiben die unvermeidbaren Fehler in der Schätzung unsicher. Die Angabe 2 V schließt die für den Leser nicht schätzbaren Fehler mit ein. Wir messen mit dem Drehtisch stets einen entsprechend dem Brechungsquotientenverhältnis Segment—Mineral modifizierten Achsenwinkel, genau wie bei dem mit dem Achsenwinkelapparat gemessenen Winkel 2H bei Verwendung eines Immersionsöles oder 2E in Luft. Ich habe daher im folgenden den unter Verwendung sphärischer Segmente gemessenen Winkel der optischen Achsen 2S genannt und die Bezeichnung 2V nur dem wahren Winkel der optischen Achsen vorbehalten. Wird dann noch der Brechungsquotient n_s des verwendeten Segmentpaares als Index hinzugefügt, dann weiß der Leser genau, woran er ist.

Einige Arbeitsvorschriften, die außer den üblichen zu beachten sind, seien vorausgeschickt. Äußerste Beschränkung der Apertur unter Einschalten des Kondensor-klappeiles, Mittelbildung aus je 10 Einzeleinstellungen und Verwendung monochromatischen Lichtes sind notwendig. Drehkompensatoren finden ausgiebigste Verwendung, nicht nur zur Messung der Gangunterschiede, sondern zur genauen Fixierung der Auslöschungslagen, Einmessung von optischen Symmetrieebenen und des Durchganges einer optischen Achse selbst. Bei genauer Einstellung dieser Lagen und Richtungen bleibt das in der Nullstellung des BEREK-Kompensators sichtbare Kreuz erhalten. Dieses öffnet sich aber deutlich schon bei dem durch ungenaue Einstellung bedingten Auftreten geringster Gangunterschiede. Nach meinen Messungen konnte ich so die Koordinate a_2 ebenso genau erhalten wie a_1 , die bei 10 Einzeleinstellungen einen mittleren Fehler von $\pm 0,1^\circ$ zeigte.

Der bei der Bestimmung von 2V und n_β verfolgte Gedankengang ist sehr einfach. Messen wir beispielsweise diese Größen bei einem Adular vom St. Gotthard, dann

können wir angenähert annehmen, daß $2V_{n_\alpha}$ ungefähr zwischen 55 und 70° , $2V_{n_\gamma}$ zwischen 125 und 110° liegen wird. Wir suchen uns aus einem Gesteinsdünnschliff zwei Individuen heraus oder stellen uns von einem großen Kristall 2 Schiffe her, die so orientiert sind, daß nach Einmessung der Ebene der optischen Achsen n_α bzw. n_γ bei Nullstellung von A_4 etwa parallel der Tubusachse oder nur unwesentlich dazu geneigt sind. Das Segmentpaar wählen wir mit $n_{SD} = 1,6476$ wesentlich höher als n_β des Adulars. Dadurch wird erreicht, daß die zu messenden Winkel $2S_{n_\alpha}^{1,6476}$ und $2S_{n_\gamma}^{1,6476}$ wesentlich kleiner als $2V_{n_\alpha}$ und $2V_{n_\gamma}$ sind und bequem in den Drehbereich von A_4 (0 bis 55 – 60°) fallen. Der Durchgang der optischen Achsen wurde direkt durch Einstellen der dunkelsten Stellung, sodann unter Verwendung von zwei BEREK-Kompensatoren festgelegt. Eine weitere Kontrolle erfuhren diese Messungen durch Aufnahme der Gangunterschiedskurve innerhalb der Ebene der optischen Achsen. $2S_{n_\gamma}^{1,6476}$ ist hier unabhängig von der direkten Einstellung graphisch interpoliert. Das Fehlermittel dieser verschiedenen Bestimmungsreihen schwankte nur zwischen ± 1 – $2'$, eine Genauigkeit, die die bisher mit Drehtischmethoden erreichte erheblich übersteigt. Als $2S_{n_\gamma}^{1,6476}$ ergab $50^\circ 38' + 48^\circ 38' = 99^\circ 16'$, also $S_{n_\gamma}^{1,6476} = 49^\circ 38'$, entsprechend $2S_{n_\alpha}^{1,6476} = 28^\circ 35' + 34^\circ 02' = 62^\circ 37'$, $S_{n_\alpha}^{1,6476} = 31^\circ 18,5'$. Als Summe beider erhalten wir $80^\circ 56,5'$, während $V_{n_\alpha} + V_{n_\gamma} = 90^\circ$ betragen muß. Es besteht nun die Beziehung $n_\beta \sin S = n_\alpha \sin V$. Durch Einsetzen von Versuchswerten für n_β ermitteln wir diejenigen Winkel, deren Summe 90° beträgt und haben damit V_{n_α} , V_{n_γ} und n_β . Beim Adular wurde so bestimmt $n_\beta = 1,520$, $2V_{n_\alpha} = 68^\circ 36'$, $2V_{n_\gamma} = 111^\circ 24'$. Wenn wir jetzt die an Quarz ermittelte mittlere Schlifffdicke verwenden, die für die Tubusachsen-parallele Stellung von n_α die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\beta = 0,0018$ und für n_γ parallel der Tubusachse $n_\beta - n_\alpha = 0,0035$ ergibt, so erhalten wir $n_\alpha = 1,5165$, $n_\gamma = 1,5218$, $n_\gamma - n_\alpha = -0,0053$. Literaturangaben stimmen damit befriedigend überein. Zur ersten Prüfung dieser Meßmethode war dem Adular eine mittlere Schlifffdicke von etwa 200μ belassen worden. Es ist bemerkenswert, daß diese Resultate so genau erhalten wurden, trotzdem in einem der beiden Individuen nach der Einmessung der optischen Symmetrieebene n_α nur etwa 3° von der Tubusachsenrichtung abwich, die Ebene der optischen Achsen mit der Schlifffnormalen jedoch einen Winkel von etwa 19° bildete.

Als Mineral mit hoher Lichtbrechung wurde Staurolith vom St. Gotthard in zwei Schliffen etwa senkrecht n_α und n_γ und der mittleren Dicke von 50μ gewählt. Es ergab sich: $2S_{n_\gamma}^{1,6476} = 94^\circ 42'$, $2S_{n_\alpha}^{1,6476} = 99^\circ 02'$, damit $2V_{n_\gamma} = 88^\circ 04'$ und $2V_{n_\alpha} = 91^\circ 56'$, $n_\beta = 1,743$, $n_\alpha = 1,7374$, $n_\gamma = 1,7496$, $n_\gamma - n_\alpha = +0,012$. HÖRNER (1915) fand: $n_\alpha = 1,7390$ – $1,7409$; $n_\beta = 1,7444$ – $1,7457$; $n_\gamma = 1,7505$ – $1,7527$; $n_\gamma - n_\alpha = +0,0115$ – $0,0118$, $2V_{n_\gamma} = 88^\circ 10'$ – $88^\circ 34'$.

Zur Charakteristik der Meßmethode sei vermerkt, daß bei diesen Beispielen ein Meßfehler von $\pm 4'$ bei S_{n_α} oder S_{n_γ} einen Fehler von $\pm 0,001$ bei der Errechnung von n_β verursacht, so daß $\pm 0,003$ immer noch eingehalten wird, wenn der Fehler fast $\frac{1}{4}^\circ$ beträgt, was bei sauberem Arbeiten in jedem Fall niedriger gehalten werden kann.

Ein $2V$ sehr naher Wert und eine mittlere Lichtbrechung n_K kann bei Mineralkörnern obiger Orientierung auch dann bestimmt werden, wenn nur ein einziges für eine Messung zur Verfügung steht. Wir verwerten in diesem Fall außer dem entsprechenden $2S$ auch die mit ihm gemessene Gangunterschiedskurve in der Ebene der

optischen Achsen, bzw. bei geringer Abweichung der Lage der Bisektrix von der Lage parallel der Tubusachse die Mittelwerte der beiderseits der Nullage von A_4 für denselben Winkel i gemessenen Gangunterschiedswerte Γ_1 .

Das Gesetz, nach dem die Gangunterschiede sich berechnen, wenn n_γ parallel der Tubusachse ist, lautet

$$(1) \Gamma_1 = d \left\{ \sqrt{n_\beta^2 - n_s^2 \sin^2 i} - \frac{n_\alpha}{n_\gamma} \sqrt{n_\gamma^2 - n_s^2 \sin^2 i} \right\}, \text{ ferner gilt:}$$

$$(2) \Gamma_0 = d(n_\beta - n_\alpha)$$

$$(3) \sin S_{n_\gamma} = \frac{n_\gamma}{n_s} \sqrt{\frac{n_\beta^2 - n_\alpha^2}{n_\gamma^2 - n_\alpha^2}}$$

Aus (1)–(3) ergibt sich (7) für eine mittlere Lichtbrechung n_K , welche etwa dem Wert $\frac{n_\gamma + n_\beta}{2}$ entspricht. $k = \frac{\Gamma_1}{\Gamma_0}$, Γ_0 = Gangunterschied bei $i = 0^\circ$.

$$(7) n_K = \frac{n_s \sin i}{\sqrt{k^2 - \left(1 - \frac{\sin^2 i}{\sin^2 S}\right)^2}}$$

n_K ist konstant für jeden Γ_1 -Wert und unabhängig von dem jeweils verwendeten n_s , so daß es für jeden Γ_1 -Wert der Γ -Kurve errechnet werden kann. Die Mittelwertbildung aus allen n_K -Werten gleicht geringe Meßungenauigkeiten aus. Bei dem erwähnten Adular wurde $n_K = 1,523 \pm 0,003$ ermittelt. Um auf diese Weise gute Meßwerte zu erhalten, ist es günstig, daß die Gangunterschiede großemäßig wenigstens $\frac{\lambda}{2}$ betragen.

Gehen wir von der Orientierung n_α parallel der Tubusachse aus, dann erhalten wir für n_K dieselbe Gleichung, in welcher anstatt S_{n_γ} der Winkel S_{n_α} stehen muß. n_K ist bei dieser Orientierung $= \frac{n_\beta + n_\alpha}{2}$.

Zusammenfassung

Die Verwendung des Drehtisches nach FEDOROW gleichzeitig als Refraktometer und Achsenwinkelapparat wurde gezeigt. Nach der Theorie des Verfahrens wurden zwei Meßbeispiele behandelt.

Literaturverzeichnis

- BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924.
- v. FEDOROW, E.: Universalmethode und Feldspatstudien. Z. Krist. **26**. 1896. 225–261.
- HÖRNER, F.: Beiträge zur Kenntnis des Stauroliths. Mit einem Anhang über eine WÜLFING'sche automatische Schleifmaschine. Diss. Heidelberg 1915.
- MOSEBACH, R.: Über die Bestimmung der Brechungszahlen doppeltbrechender Minerale im gedeckten Dünnschliff. Nachr. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. Göttingen 1947.
- Das Messen optischer Gangunterschiede mit Drehkompensatoren. Heidelberger Beiträge d. Min. u. Petrogr. **1**. 517. 1949.

Ein Nomogramm zur Berechnung optischer Daten aus der Indikatrix

Von

SIGMUND KORITNIG

Göttingen

Die Berechnung veränderlicher Lichtbrechungsquotienten sowie von $2V$ aus gemessenen Daten könnte oft benutzt werden, um sonst nicht oder nur schwierig meßbare optische Werte zu erhalten; wegen der Umständlichkeit wird aber diese Rechnung meist unterlassen. Bei entsprechender Betrachtung lassen sich jedoch sämtliche Berechnungen, auch am dreiachsigen Indexellipsoid, auf Beziehungen zurückführen, wie sie in einem Ellipsenquadranten zwischen dessen Ellipsenachsen a , b und einem darin gezogenen Fahrstrahl r , der unter dem Winkel ρ zur kleineren Achse b geneigt ist, bestehen. Diese in der Gleichung

$$r = \frac{a \cdot b}{\sqrt{b^2 \sin^2 \rho + a^2 \cos^2 \rho}}$$

mathematisch ausgedrückte Beziehung wurde graphisch für alle jene Verhältnisse von $a : b = n_{\text{größer}} : n_{\text{kleiner}}$ wiedergegeben, wie sie praktisch in der Mineraloptik vorkommen. Man kann nun aus den so erhaltenen Kurven¹⁾ unter Einschaltung einer kleinen Zwischenrechnung (eine Division und eine Multiplikation) aus drei der vier Bestimmungsstücke (a , b , r , ρ — entsprechend $n\gamma$, $n\beta$, $n\gamma'$, ρ —) das vierte bestimmen. Hierbei kann der Achsenwinkel $2V$ auch mit ρ in Beziehung gebracht und zur Berechnung mit herangezogen oder selbst aus den drei Hauptbrechungsquotienten bestimmt werden. Für letzteren Fall allein haben RÖSCH und STÜRENBURG (2) seinerzeit schon ein ähnliches Diagramm gegeben. Im übrigen sei auf die ausführliche Beschreibung in den „Heidelberger Beiträgen“ (1) hingewiesen.

Literatur

1. KORITNIG, S.: Ein Nomogramm zur Bestimmung der veränderlichen Lichtbrechungsquotienten in beliebigen Schnitten optisch ein- und zweiachsiger Kristalle sowie zur Bestimmung des Achsenwinkels $2V$. Heidelberger Beiträge. 1. (1948.) S. 471—485.
2. RÖSCH, S. und M. STÜRENBURG: Ein Diagramm für optische Achsenwinkel. Z. Krist. 65. (1927.) S. 588.

¹⁾ Die 6 Kurventafeln allein können gegen Spesenersatz von DM —.60 beim Autor in Göttingen, Lotzestr. 13, bezogen werden.

Elektronenoptische Untersuchungen von ZnO , CaCO_3 , SiO_2 , TiO_2 , SnO_2 und MnO_2

Von

H. STRUNZ

und

R. MELDAU

(Hochschule Regensburg und Universität Münster)

Die nach Herstellungsart gänzlich unterschiedlichen Eigenschaften der Füllstoff-Zinkoxyde lassen sich übermikroskopisch als morphologisch ganz verschiedene Erscheinungen erkennbar machen. Typus I ist planar mit vorherrschendem $\{000\bar{1}\}$ und zurücktretendem $\{10\bar{1}0\}$, Typus II ist isometrisch mit zusätzlichen Pyramidenflächen, Typus III extrem linear, in manchen Produkten — z. B. der *lana philosophica* — stets in bizarrer vierlingsartiger Verwachsung wohl mit kubischem ZnO auftretend; und schließlich Typus IV zeigt eigenartige „Pseudomorphosen-Siebttextur“. — Einer jeden Flächenart müssen spezielle Grenzschicht-Eigenschaften zuzuordnen sein.

Von feinstpulverisiertem CaCO_3 wäre zu erwarten, daß wegen der bekannten guten Spaltbarkeit kleinste Rhomboederchen erkennbar wären, doch zeigten sich stets nur unregelmäßige Begrenzungsflächen, ganz so wie bei Quarz, der bekanntlich keine Spaltbarkeit besitzt. — TiO_2 , SnO_2 und MnO_2 (letzteres in den Naturw. 1943, S. 89, bereits beschrieben) zeigen plättchen-, lineal- und treppenförmige Spaltkörperchen.

Die ausführliche Arbeit erscheint in den Heidelberger Berichten.

Diskussionsbemerkung

SEIFERT unterstreicht die Mahnung zur Vorsicht in der Interpretation elektronenmikroskopischer Bilder und weist auf die Staubbeforschung als ein sehr wichtiges und interessantes Kapitel angewandter Kristallographie hin, dessen Bedeutung in Münster in Lehre und Forschung Rechnung getragen wird.

Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath

Von

KURT SPANGENBERG

Heidenheim

Ursprünglich wurde mit K. A. REDLICH (1909) der von diesem aufgestellte „Typus Kraubath“, d. h. die an Ultrabasite gebundenen Lagerstätten dichten Magnesits, ganz allgemein als eine Verwitterungsbildung der sie beherbergenden magnesia-reichen Gesteine aufgefaßt. Nach den Untersuchungen und kritischen Stellungnahmen zu dieser Genesis, die vor allem von H. LEITMEIER (1913), K. A. REDLICH (1914), L. FINCKH (1921) und H. v. BRAUNMÜHL (1930) veröffentlicht wurden, stellte REDLICH (1934) aber fest: „Gegenwärtig neigt die Mehrzahl der Forscher der Aszensionstheorie zu.“ Der allgemeinen Annahme dieser Entstehungsweise durch hydrothermale, CO₂-haltige Wässer standen jedoch bisher noch folgende Mängel im Wege:

- a) Es blieb unerklärt, warum die Magnesite vom Typus Kraubath, im Gegensatz zu denen vom Typus Veitsch, fast FeO-frei sind, dafür aber meist einen recht beträchtlichen SiO₂-Gehalt aufweisen.
- b) Es fehlte an einer Begründung dafür, warum sich nicht auch sulfidische Erze oder andere typische Begleiter hydrothermalen Bildungen auf den Magnesitgängen finden, die doch, wie G. BERG (1929) hervorhob, hier hätten erwartet werden können.
- c) Bisher fehlte auch eine für die Genesis der einen oder anderen Art entscheidende mikroskopische und chemische Untersuchung der Zersetzungsprodukte des peridotitischen Muttergesteins, die durch die Kohlensäure auf jeden Fall gebildet worden sein müssen, sei diese nun azendenten oder deszendenden Ursprungs.

Die Magnesitlagerstätte am Galgenberg bei Zobten, die erst 1920 entdeckt wurde, weist besonders klare genetische Verhältnisse auf, weil auf ihr nicht, wie z. B. bei den übrigen schlesischen Vorkommen, gleichzeitig ausgedehnte, als „Rotes Gebirge“ bezeichnete lateritische Zersetzungsprodukte auftreten. Der zentrale Teil des dortigen kleinen Peridotitmassivs besteht aus einem wenig serpentinisierten Tremolitdunit, in dem bergbaulich eine etwa 100 m mächtige Zone braunzersetzer Gesteine auf etwa 700 m streichender Länge und bis zu 48 m Teufe erschlossen worden ist. Nur diese, vom Vortragenden zur Unterscheidung von dem in manchen Ausbildungsarten ähnlichen lateritischen „Roten Gebirge“ als „Braunes Gebirge“ bezeichnete Zersetzungszone führt Magnesit in reichlichem Netzwerk und in zahlreichen, bis zu 2 m mächtigen Gängen (vgl. hierzu A. REIMERS¹). Eine unter Leitung des Vortragenden von Herrn Dipl.-Berging. A. REIMERS, dem damaligen Leiter der Grube, begonnene mikroskopische Untersuchung des „Braunen Gebirges“ wurde 1934 abgebrochen. Sie wurde im Zusammenhang mit den zur Unterscheidung der Vorgänge bei der Bildung des lateritischen „Roten Gebirges“ einerseits und des „Braunen Gebirges“ andererseits unternommenen, eingehenden chemischen Untersuchungen von Frl. M. MÜLLER²) vom Vortragenden wesentlich erweitert und erst 1946 beendet.

Es zeigte sich, daß die zum „Braunen Gebirge“ führenden Zersetzungs Vorgänge nur den Olivin des Muttergesteins vollständig, in geringerem Umfange auch Tremolit,

¹) A. REIMERS, Z. f. prakt. Geol. 42. (1934.) 184—187.

²) MARTHA MÜLLER, Über die Veränderungen von Peridotiten bei der Bildung der schlesischen Magnesit- und Nickelerz-lagerstätten. Dissert. Naturw. Fak. d. Univ. Breslau. 1941. (8 Schreibmaschinenexemplare.)

nicht aber Antigorit erfaßt haben (im Gegensatz zur Bildung des „Roten Gebirges“, wo u. a. Tremolit unangegriffen bleibt und neben Olivin auch Antigorit vollständig zersetzt wird³⁾). Die Zersetzung des Olivins, die den Hauptbeitrag zur Bildung des „Braunen Gebirges“ liefert, erfolgt in charakteristischen Stufen, zunächst durch zu Olivin homöoaxe Pseudomorphosen von Villarsit, von Bowlingit, von Xylotil und von Iddingsit und, bei höchstem Zersetzungsgrad, durch regellose Pseudomorphosen aus (Quarz + Brauneisen)-Aggregaten. Die festgestellte gegenseitige optische Orientierung sowie die optischen Eigenschaften dieser Neubildungen wurden vom Vortragenden an Hand einer Tabelle besprochen⁴⁾. Aus $2(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ bildet sich der Reihe nach $7(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Villarsit nach A. DUFRÉNOY, 1847), danach $5(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Bowlingit nach SIMONNE CAILLÈRE, 1936), $4(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{SiO}_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Xylotil nach S. CAILLÈRE, 1936) und $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (Iddingsit nach C. S. ROSS und E. V. SHANNON, 1925) sowie schließlich die $(\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O})$ -Pseudomorphosen. Man sieht, wie aus dem Olivin unter H_2O -Aufnahme schrittweise immer mehr MgO weggeführt und immer mehr FeO in Fe_2O_3 übergeführt wird.

Die absoluten Stoffwanderungen, die sich ergeben müssen, wenn 1 cm^3 Olivin in 1 cm^3 eines der ihn pseudomorphisierenden Mineralien übergeht, wurden an Hand der tabellarischen Zusammenstellung erläutert. Aus ihnen ergeben sich ebenso wie aus den relativen Stoffänderungen, die sich aus der Tabelle der BAUSCH-Analysen (M. MÜLLER, l. c.) von frischem Gestein und drei Stufen zunehmenden Zersetzungsgrades nachweisen lassen, folgende Feststellungen:

1. Es wird auf jeden Fall in zunehmendem Maße in der Reihe der genannten Pseudomorphosen viel MgO frei; in den (Quarz + Brauneisen)-Pseudomorphosen ist der MgO-Betrag gleich Null geworden. Dieses MgO findet sich, wie weiter unten ausgeführt wird, nur zum Teil in den MgCO_3 -Neubildungen aller Art innerhalb der Zersetzungszone zum „Braunen Gebirge“ wieder.
2. Es wird, mindestens bei Bowlingit- und Iddingsit-Bildung, auch SiO_2 in Freiheit gesetzt, das zwar zu einem sehr erheblichen Teil schon in den (Quarz + Brauneisen)-Pseudomorphosen wieder abgeschieden wird, aber zu einem Teil in die Magnesitgänge mit abwandert und deren Verunreinigung durch SiO_2 erklärt.
3. FeO wird anscheinend in der Hauptsache an Ort und Stelle zu Fe_2O_3 verbraucht. Aber es ist unverkennbar, daß mindestens ein Teil des FeO auch, wahrscheinlich als Bikarbonat, in Lösung geht. Dieser Anteil wird jedoch noch innerhalb des „Braunen Gebirges“ oxydiert und in den Iddingsit- und (Quarz + Brauneisen)-Pseudomorphosen der höchsten Zersetzungsstufen niedergeschlagen. Daher gelangt kein FeO in die MgCO_3 -Ausscheidungen⁵⁾.

³⁾ K. SPANGENBERG und MARTHA MÜLLER, Die lateritische Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Nickelerzlagstätte von Frankenstein in Schlesien. *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr.* **1.** (1949.) S. 560—572.

⁴⁾ Näheres bei K. SPANGENBERG, Die Zersetzungsprodukte des Olivins aus dem Muttergestein der Lagerstätte dichten Magnesits vom Galgenberg bei Zobten. *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr.* **1.** (1949.) S. 535—547.

⁵⁾ Näheres ist enthalten in a) K. SPANGENBERG, Zur Genesis der Magnesitlagerstätte vom Galgenberg bei Zobten (Schlesien), *Monatshefte f. Min. (A)* 1949, S. 177 bis 190, und b) K. SPANGENBERG und MARTHA MÜLLER, Die hydrothermale Zersetzung des Peridotits bei der Bildung der Magnesitlagerstätte am Galgenberg bei Zobten. *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petrogr.* **1.** 1949, S. 547—559.

Diese Folge von Olivinzersetzungsprodukten ließ sich nicht nur am Galgenberg bei Zobten, sondern auch auf den gleichartigen Magnesitlagerstätten von Baumgarten und von Frankenstein in Schlesien sowie auf einem kleineren Magnesitvorkommen am Vinnaberg bei Krems (Bez. Budweis) nachweisen. In Kraubath selbst tritt aber nur Villarsit und ganz untergeordnet Bowlingit auf, wie die vom Vortragenden noch nicht veröffentlichten mikroskopischen Untersuchungen der 1942 dort aus allen Teilen der Lagerstätte am Sommergraben durch zahlreiche Proben aufgenommenen Profile gezeigt haben. Aus den Beobachtungen auf diesen fünf Lagerstätten ergeben sich folgende, wahrscheinlich für den Typus Kraubath allgemein gültige Schlußfolgerungen:

- a) Für die Annahme hydrothormaler Zersetzung spricht, daß die geschilderten Olivinpseudomorphosen eine sehr langsame Bildungsweise voraussetzen und weder bei lateritischer noch bei sonstiger Verwitterung auftreten.
- b) Die zersetzenden azendenden Wässer mit hohem CO_2 -Partialdruck müssen in der Lage sein, FeO verhältnismäßig allmählich zu Fe_2O_3 zu oxydieren. Hierdurch ist die Mitführung und der Absatz von Sulfiden auf diesen Lagerstätten ausgeschaltet und deren Fehlen wie die fast völlige FeO-Freiheit der Abscheidungen des dichten Magnesits erklärlich.
- c) Über die Herkunft der azendenden Wässer läßt sich nur von Fall zu Fall eine Entscheidung treffen. Nicht immer müssen mit den von L. FINCKH und H. v. BRAUNMÜHL für die Lagerstätten von Baumgarten und von Frankenstein mit Recht dafür verantwortlich gemachten jüngeren sauren Intrusionen auch CO_2 -haltige Thermen als Nachschübe gekommen sein. Am Galgenberg ist die Magnesitbildung so viel jünger als die auch dort auftretenden Ganggesteine, daß ein Zusammenhang mit diesen nicht wahrscheinlich ist. Andererseits muß dem Eindringen von Thermen auch nicht immer das von Ganggesteinen vorangehen (wie z. B. in Kraubath).
- d) Am Galgenberg bei Zobten kommt man auch bei vorsichtigster Abschätzung der Volumenanteile von Magnesit aller Art zu dem Ergebnis, daß dort höchstens die Hälfte der aus der Olivinzersetzung frei gewordenen MgO -Mengen als MgCO_3 im Bereich der Lagerstätte selbst wieder zu finden ist, die andere Hälfte ist abgewandert. Auf der Lagerstätte vom Sommergraben bei Kraubath fehlen jüngere Ganggesteine und eine dem „Braunen Gebirge“ entsprechende, intensive Zersetzung des Dunits der Nachbarschaft der mächtigen, ziemlich reinen Magnesitgänge. Es ist daher anzunehmen, daß der „Zersetzungsherd“ sich außerhalb der bisher erschlossenen Teile dieser Lagerstätte befindet und daß die abgeschiedenen MgCO_3 -Mengen aus solchen von dorthier zugewanderten überschüssigen Mg-Bikarbonat-Lösungen stammen.
- e) Als durch Übergänge miteinander verbundene Varianten der Lagerstätten vom Typus Kraubath sind zu unterscheiden: Typ Kraubath I, wo, wie in Kraubath selbst, der Zersetzungsherd nicht in der Lagerstätte auftritt, und Typ Kraubath II, wo, wie am Galgenberg bei Zobten, der Zersetzungsherd im Bereich der Lagerstätte selbst aufgeschlossen ist. Für diesen Typus ist das Vorhandensein eines olivinreichen Peridotits Voraussetzung.

Geochemische Untersuchungen über die Herkunft des Stoffbestandes sedimentärer Kieserzlager

Von
Fr. HEGEMANN
München

Auf der Grundlage zahlreicher spektrochemischer Analysen, die, aus Raum-mangel hier nicht angeführt, später veröffentlicht werden, konnten die Gehalte von vielen Spurenelementen in sedimentär gebildeten Kieserzlager ermittelt und die großen stofflichen Unterschiede zwischen verschiedenen Kieslagern entsprechend ihrer genetischen Bedeutung hervorgehoben werden. Ferner wurde in vielen Kieserzlager eine starke Anreicherung u. a. von Zn, Cd, Cu, Pb, Sb, Bi, Ag, Au, also von typisch „hydrothermalen Elementen“ festgestellt.

Die großen Schwefelkiesmassen der sedimentären Kieserzlager mit ihren z. T. sehr erheblichen Anreicherungen an vielen seltenen Elementen lassen sich nicht aus dem Verwitterungsbereich ableiten. In den Ablagerungen ehemaliger Faulschlamm-gesteine sind die Schwefelkiesansammlungen mengenmäßig von untergeordneter Bedeutung. (In den Sedimenten des Schwarzen Meeres beträgt der FeS_2 -Gehalt nur etwa 2,5%.) Außerdem weisen sie keinen so mannigfachen Stoffbestand auf wie die meisten Kieslager. Und die Pyritkonkretionen, die in mehr oder minder größeren Mengen in manchen Sedimentgesteinen vorkommen, z. B. auf der Insel Wollyn oder am Plattensee, unterscheiden sich von den Kieslagern durch ihre chemische Reinheit und durch ihre epigenetische Entstehung (H. SCHNEIDERHÖHN).

Ein geringer Teil des Stoffbestandes sedimentärer Kieslager mag dem Verwitterungsbereich entstammen, für die Hauptmenge ist aber eine im weiteren Sinne magmatische Zufuhr anzunehmen. Diese erfolgte jedoch nicht in Form intrusiv-hydrothermalen Verdrängungen, wie bisher vielfach angenommen, sondern untermeerisch als Auswirkung des initialen Vulkanismus. Das wird durch folgende geologische Verhältnisse belegt: 1. Die sedimentären Kieslager treten entweder in naher Nachbarschaft mit submarinen Ergußgesteinen auf (Diabas, Keratophyr) oder sie liegen in Formationen mit verbreiteten submarinen Ergüssen, hauptsächlich im Unteren Archaicum, Unteren Algonkium, Oberen Kambrium, Untersilur, Mittel- und Oberdevon. 2. Die sedimentären Kieslager treten in denselben stratigraphischen Horizonten auf, und zwar ausschließlich, in denen auch die submarinen exhalativ-sedimentär entstandenen Hämatitlager vorkommen. 3. Vom geotektonischen und geomagnetischen Standpunkt aus stehen die sedimentären Kieslager im Zusammenhang mit dem initialen Vulkanismus. 4. In Nord- und Mitteleuropa (ohne die Alpen) hat sich nach dem Devon kein größerer initialer Vulkanismus mehr entfaltet, so daß sich nach dieser Zeit hier auch kein Kieslager mehr hat bilden können.

Aus der genetischen Doppelnatur der extrusiv-sedimentären Kieslager ergibt sich die Erklärung für die großen stofflichen Unterschiede, die zwischen den einzelnen Kieslagern bei Zn, Cu, Pb, As, Sn u. a. oft bestehen. Solche Gehaltsunterschiede sind durch die Temperaturverhältnisse der submarinen Exhalationen bzw. Thermen und auch durch die räumliche Entfernung zwischen der vulkanischen Tätigkeit und dem Entstehungsort der Kieslager bedingt. Außerdem ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß bei einigen Kieslagern merkliche Stoffmengen nachträglich intrusiv-hydro-

thermal zugeführt worden sind, zumal die Kieslager jeweils vor dem orogenen Magmatismus mit dessen mannigfachen hydrothermalen Nachschüben entstanden sind, so daß diese gelegentlich in ein präorogenes Kieslager haben eindringen können.

Die Annahme einer extrusiv-sedimentären Bildung ist berechtigt, wenn man bei einem mehr oder minder stark metamorphosierten Kieslager folgende Feststellungen machen kann: 1. Lager- oder linsenförmige Ausbildung der Lagerstätte in Sedimentgesteinen oder Paragneisen. 2. Horizontbeständiges Auftreten in einer der vorher erwähnten stratigraphischen Abteilungen. 3. Submarine Ergußgesteinslagen in der Umgebung der Lagerstätte. 4. Prätektonisches Alter der Kieslagerstätte. 5. Die Metamorphose der Nebengesteine stimmt der Art und dem Grade nach mit der der Lagerstätte überein. 6. Reliktische Gelstrukturen bei einer nicht metamorphisierten Lagerstätte. 7. Übereinstimmung des chemischen Stoffbestandes mit dem bekannter Kieslager. 8. Die Co—Ni-Gehalte der Pyrite bleiben über die ganze Lagerstätte hin einigermaßen konstant. Abweichende Werte lassen sich auf lokale Um- und Neubildungen zurückführen. 9. Lokale Bildungen im Kieslager mit typisch hydrothermalen Paragenesen lassen sich als örtliche Umlagerungen oder als jüngere Zufuhren erklären.

Die Minerallagerstätte von Wurlitz in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse im Vergleich mit alpinen Mineralklüften

Von

FRANZ ROST

München

Im Rahmen einer petrographisch-geochemischen Bearbeitung der ultrabasischen Gesteine der Münchberger Gneismasse und der damit verbundenen Gabbroeinlagerungen in der Grünschieferzone haben zahlreiche neue Beobachtungen den Verfasser veranlaßt, die Frage der Entstehung der Mineralien im Serpentin-Gabbro-Bruch an der Wojaleite bei Wurlitz im Zusammenhang mit tektonischen und metamorphen Vorgängen im Gesteinskomplex neu zu behandeln und mit den alpinen Kluftminerallagerstätten zu vergleichen.

P. NIGGLI und J. KÖNIGSBERGER (1) weisen den Mineralparagenesen in basischen und ultrabasischen Gesteinen innerhalb der Kluftlagerstätten vom alpinen Typus eine Sonderstellung zu. Bei Übereinstimmung der Mineralien in den Klüften und im Nebengestein können in diesen neben typischen Zerrkluftmineralien drusenartige Bildungen auftreten, die Übergänge zu porphyroblastischen Mineralaggregaten darstellen. Die eine derartige Umkristallisation begünstigende Gesteinszerklüftung bevorzugt jedoch ähnliche Regionen, in denen auch die eigentlichen Kluftminerallagerstätten angetroffen werden. Da der Zeitpunkt derartiger Hohlraumfüllungen — während und vor allem kurz nach der letzten großtektonischen Bewegungsphase der alpinen Orogenese — in allen Einzelheiten (Aufreißen der Hohlräume, Eindringen der Lösungen, gleichzeitig im Nebengestein stattfindende metamorphe Prozesse, die den

Stoffumsatz begünstigen) mit der Entstehung der typischen Mineralklüfte zusammenfällt, kann nach den beiden genannten Autoren eine Gleichsetzung vorgenommen werden.

Für den Vergleich mit den Wurlitzer Mineralparagenesen ist das insofern von Bedeutung, als hier ebenfalls ein Verband basischer und ultrabasischer Gesteine vorliegt. In dem einige Quadratkilometer großen Serpentinistock westlich von Wurlitz, der sich aus peridotitischen Gesteinen herleiten läßt, sind nach heutigem Aufschluß im zentralen Teil gabbroide Gesteine eingelagert, die saussuritisiert und weiter in kristallinische Massen von Zoisitmineralien, Granat und Vesuvian umgewandelt wurden. Die mit einer starken Durchbewegung des Gesteinskomplexes verbundene jüngere epizonale Metamorphose bewirkte weitere Veränderungen des Mineralbestandes, unter denen eine weitgehende Chloritisierung der randlichen Gabbrobereiche an erster Stelle zu nennen ist. Die die Stoffmobilisierung begünstigenden Lösungen können, ebenso wie in den Alpen, juvenil gedeutet werden und scheinen in Verbindung mit einer Zufuhr sauren Materials zu stehen, das in einer während der Durchbewegung aufreißenden großen Verwerfungsspalte aufdrang und in Wechselwirkung mit dem ultrabasischen Nebengestein ein Biotit-Hornblende-Gestein bildete. Die benachbarten Serpentinite zeigen infolge dieser metamorphen Kontaktwirkung eine etwa $\frac{1}{2}$ m breite Tremolitzone, weitere metasomatische Tremoliddurchaderungen im Serpentin sind im ganzen Bruchbereich zu beobachten.

In diese letzte tektonische Phase fällt gegen das Ausklingen der Bewegungen das Aufreißen der — im Verhältnis zu den Alpen unbedeutenden — Klüfte und Hohlräume im Gabbro und in Ruchelzonen im Serpentin, besonders aber auch in dem eine Schwächezone darstellenden Grenzbereich beider Gesteine. Diese Klüfte füllten sich mit Lösungen, aus denen sich vielfach in Wechselwirkung mit dem angrenzenden Gestein die Kluftminerale abschieden, im Gabbro auch durch Fortwachsen der Gesteinsminerale in die Hohlräume hinein. Der Zusammenhang der Genese der Wurlitzer Mineralien mit tektonisch-metamorphen Vorgängen stehen in einer Parallele zu der Genese der alpinen Kluftminerallagerstätten.

In Wurlitz besteht zwischen Mineralführung und Nebengestein insofern eine strenge Abhängigkeit, als grundsätzlich zwischen der Paragenese im Serpentin und im Gabbro unterschieden werden muß. Die Mineralparagenese des Serpentinits umfaßt (mit Ergänzung der Beobachtungen von H. LAUBMANN (2)):

Topazolith, Quarz, Sepiolith, Millerit, Titanit, Talk, Diopsid-Amiant, Magnetit, Calcit, Chaledon, Hyalith.

Die Mineralparagenese des Gabbro und seiner metamorphen Abkömmlinge ist von der des Serpentinits von vornherein verschieden, da hier durchwegs Mineralien auskristallisiert sind, die gesteinsbildend auftreten oder geschlossene Adern in gabbroiden Gesteinen ausfüllen:

Kalktongranat, meist als brauner Hessonit, Diopsid, Vesuvian (beide auch in geschlossenen Adern mit Calcit und Chlorit (Pennin-Klinochlor)), Prehnit, Magnetit, Albit (nur in geschlossenen Adern).

Die oben genannte Tremolitisierung und Chloritisierung fordern eine Stoffzufuhr von außen her, so daß auch bei der Bildung der Kluftminerale eine gleiche Stoffzufuhr nicht abgestritten werden kann. Trotzdem ist die Mineralbildung zum großen Teil durch Stoffmobilisierung aus dem Nebengestein selbst abzuleiten, da erstens bei der Tremolitisierung wesentliche Mengen an Mg frei werden, die zur Chloritbildung ver-

wendet werden; daraus werden wieder Ca-Mengen frei, die in den zahlreichen Ca—Al-Silikaten, vor allem im Calcit fixiert werden. Die Herkunft des Ti für den Titanit, der auch sekundär in manchen Gabbros auftritt, kann mit der Chloritisierung und Bastitisierung des Ti-haltigen Diallages erklärt werden, Fe wird bei der Tremolitisierung des Serpentinits in wesentlichen Mengen frei, ebenso Ni aus Umwandlungen der Serpentinite.

Vergleicht man die Kluftminerale von Wurlitz mit alpinen Vorkommen, fällt die große Ähnlichkeit mit den für basische und ultrabasische Gesteine gezeigten (1) Typen auf. Diese Klüfte führen:

Albit, Prehnit, Epidot, Calcit, Titanit und untergeordnet auch Magnetit; in einer anderen Gruppe noch Quarz, Chlorit und Adular. In Wurlitz fehlen jedoch bis auf örtlich begrenzte Bildung von Albit die Feldspäte.

Eine weitere Parallele ergibt sich mit den für Kontaktsilikate typischen Paragenesen:

Hessonit, seltener Topazolith, Diopsid, hie und da Vesuvian und Pennin. Ferner ist Epidot, Klinozoisit und diopsidischer Amiant angegeben, untergeordnet Titanit, Chlorit, Quarz, Adular und Magnetit.

Die letztangeführte Ähnlichkeit ist insofern erklärbar, als in Wurlitz durch weitgehende metamorphe Umwandlung die salischen Mineralien des Gabbro in Mineralien umgewandelt wurden, die eben für Kalksilikat-Kontakte bezeichnend sind.

Für die im Vorhergehenden gezeigte Ähnlichkeit der Wurlitzer Mineralparagenese mit alpinen Kluftminerallagerstätten ist in erster Linie der gleiche Charakter der Gesteine maßgebend, dann nicht weniger die in vielen Zügen gleiche Entstehungsgeschichte in bezug auf tektonische und metamorphe Vorgänge. Hält man an der Ansicht fest, daß die Münchberger Gneismasse eine Großüberschiebung ist, wozu auch die Grünschieferzone als Teilüberschiebung kommen muß, ergibt sich für das Gesamtgebiet eine alpinotype Tektonik, in die sich die Mineralkluftbildung in ihrer Parallele zu alpinen an basische und ultrabasische gebundenen Kluftlagerstätten einschaltet.

Anmerkung: Die ausführliche Arbeit „Über das Serpentin-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien“ ist inzwischen veröffentlicht in: Heidelb. Beitr. 1, 626—688 (1949).

Literatur

1. NIGGLI, P., J. KÖNIGSBERGER und R. L. PARKER: Die Mineralien der Schweizer Alpen. Basel 1940.
 2. LAUBMANN, H.: Die Minerallagerstätten der Serpentine des Fichtelgebirges. Zbl. f. Min. etc. Abt. A. (1925.) 78 u. 106.
-

Ein neues Vorkommen von Ascharit¹⁾

Von

ROBERT KÜHN

Ratzeburg

Im Rückstand der Kalifabrikation mancher grauer Hartsalze des älteren Kalilagers (Flöz „Staßfurt“) im hannoverschen Kalirevier, z. B. von Kaliwerk Hansa, Empelde, weniger häufig auch von Kaliwerk Friedrichshall, Sehnde, ist zu hohem Anteil ein mildes, sehr feinfaseriges grauweißes Mineral enthalten. Dieses konnte als Ascharit, analytisch-chemisch MgHBO_3 , bestimmt werden. Er enthält kein Si, das im kalifornischen Ascharit (= „Camsellit“) einen Teil des B isomorph vertreten soll (2)²⁾.

Der Ascharit macht ungefähr gegen 1 % des Hartsalzes aus. Da er wasserunlöslich ist, findet man ihn nach Verlösen des Hartsalzes im Rückstand neben wenig „Ton“ (= Spuren Kaolin, eventuell auch Glimmer).

Der Ascharit ist in rhombischen prismatischen Fäserchen von um $0,002 \times 0,05$ bis 0,2 mm Größe und in fiederförmigen Aggregaten im Salzgestein fein verteilt eingewachsen, wie Dünnschliffstudien erweisen. Ganz selten sind außerdem an ersterem Fundort reine weiße, etwas häufiger mit Salz verwachsene graue, rundliche einige Zentimeter große Knollen von dichtem Ascharit im gleichen Hartsalz gefunden worden. Die reinen Ascharitknollen bestehen aus einem innigen Filz überallhin wirrstrahliger obiger Fäserchen. Am Rande sind die Knollen mit Salz, vornehmlich Steinsalz, durchsetzt. Hier löst sich dann der dichte Ascharit in Einzelfäserchen, wolkige Partien und Schmitzen und besonders in Igel und Sonnen von um 0,03 mm Größe auf, dazwischen ist als Grundmasse dichtes Steinsalz. Unabhängig von den Ascharitknollen kommen selten auch noch die bekannten Staßfurtitknollen im gleichen Horizont vor.

Die Mohs'sche Härte einer ganz reinen Ascharitknolle beträgt 2—2,5. Das spez. Gew. reinsten trockenen Ascharits von Hansa ist 2,655. Die optischen Daten entsprechen den vom reinen kanadischen Material bekannten (7). Die Polarisationsfarben sind Graublau bis Gelb I. Ordnung, in Aggregaten treten auch lebhaftere Polarisationsfarben auf. Die Auslöschung ist ausgesprochen gerade, und α schwingt in Längserstreckung der Leisten. Grob strukturell und nach den Polarisationsfarben ähneln die Aggregate manchen Polyhaliten.

¹⁾ Das Vortragsthema war: Ein neues Vorkommen von Camsellit. — Herrn Dr. habil. H. STRUNZ verdanke ich den freundlichen Hinweis auf die noch schwer zugängliche Arbeit von SCHALLER (7), nach der Ascharit, Camsellit, β -Ascharit, Szaibelyit und Magnesiosussexit (Mn-haltig) identisch sind. Da der Ascharit bereits seit langem chemisch eindeutig und richtig definiert (FEIT (3), VAN'THOFF (5)) und sogar von VAN'THOFF (6) synthetisch dargestellt worden ist, hingegen der etwas länger bekannte Szaibelyit weder chemisch noch mineralogisch bis vor kurzem (Watanabe (9)) exakt charakterisiert worden war, sollte der Name Ascharit dem Szaibelyit vorgezogen werden. — Siehe auch STRUNZ (8).

²⁾ SCHALLER (7) machte sehr wahrscheinlich, daß der SiO_2 -Gehalt des kalifornischen Ascharit („Camsellit“) von beigemengtem Serpentin herrührt.

Schließlich wurde die mikroskopische Bestimmung durch eine Röntgenaufnahme nach der DEBYE-SCHERRER-Methode bestätigt³⁾. (Vergleich mit der Aufnahme von Gruner (4).)

Die Entstehung des kalifornischen Ascharit ist hydrothermalen Art. Dieses ist auch nach WATANABE (9) für den identischen „Szaibelyit“ von Rézbánya wahrscheinlich anzunehmen. — Es wird für sehr wahrscheinlich gehalten, daß auch das hier beschriebene neue Vorkommen ähnlicher Bildung ist, zumal primäre Salzgesteine keinen Ascharit führen, und die Struktur der Ascharitknollen für sekundäre Bildung spricht.

Somit gibt das Vorkommen des Ascharits einen bedeutsamen Hinweis auf die Entstehung mancher Hartsalze und steht im Einklang mit den D'ANS'schen Vorstellungen (1), nach denen manche Hartsalze ihre Entstehung der Einwirkung thermaler Wässer oder auch Dämpfe in späteren geologischen Epochen auf andere (primäre) Salzgesteine verdanken.

Anhang

Es konnte inzwischen noch Original-Ascharit von Aschersleben untersucht werden⁴⁾. Die von SCHALLER (7) hieran gemachten Beobachtungen finden sich vollauf bestätigt. Bei Einbetten des ungewaschenen Ascharit in Glyzerin kann man u. d. M. verfolgen, wie die Ascharitfäserchen durch Weglösen beigemengten und umhüllenden Salzes, vorwiegend Steinsalz, erst richtig frei werden; erst dann erscheinen sie ordentlich klar und lebhaft doppelbrechend. Offenbar hatten BOEKE sowie LARSEN und BERMAN ihr Ascharitmaterial nicht genügend von diesen löslichen Salzen befreit, was zu der Fehlbestimmung der Brechungszahlen geführt hatte. — In einer DEBYE-SCHERRER-Aufnahme dieses ungewaschenen Ascharits machen sich die geringen Salzbeimengungen noch nicht bemerkbar.

Mineralogische Daten des Ascharit:

Mg HBO ₃	n_γ 1,650
Rhombisch	opt. —
weiß, grauweiß	$(n_\gamma - n_\alpha) = 0,075$
$G = 2,65$	$2V \sim 25^\circ$
$H = 2-2,5$	$r > v$
n_α 1,575	Elongation —
n_β 1,646	

³⁾ Herrn Prof. Dr. J. LEONHARDT, Kiel, danke ich herzlich für die Erlaubnis zur Aufnahme der DEBYE-SCHERRER-Diagramme am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Kiel.

⁴⁾ Das Material stammt, durch freundliche Vermittlung von Herrn Prof. Dr. J. D'ANS, Berlin-Charlottenburg, von dem Entdecker des Ascharits Herrn Dr. Dr. h. c. W. FEIT.

Auswertung des DEBYE-SCHERRER-Diagramms von Ascharit von Hansa, Empelde (Hann.). Cu—K α -Strahlung.

Nr.	Int.	d _{hkl} in Å	Nr.	Int.	d _{hkl} in Å
1	st. st.	6,23	28	s. s.	1,402
2	m.	5,17	29	s.	1,373
3	s.	3,89	30	s. s.	1,354
4	m.	3,26	31	m.	1,335
5	st.	2,99	32	s.	1,295
6	s.	2,81	33	s. s.	1,290
7	st. st.	2,65	34	m.	1,242
8	st. st.	2,54	35	s.	1,226
9	st.	2,42	36	s.	1,199
10	st. st.	2,31	37	s. s.	1,171
11	st.	2,20	38	s.	1,156
12	st.	2,08	39	s. s.	1,132
13	st.	1,990	40	m.	1,102
14	s.	1,930	41	m.	1,079
15	s. s.	1,856	42	s.	1,062
16	m.	1,788	43	s. s.	1,049
17	s. s.	1,765	44	m.	1,040
18	m.	1,729	45	s. s.	1,020
19	s.	1,687	46	s.	0,998
20	m.	1,626	47	s.	0,988
21	m.	1,598	48	s.	0,967
22	st.	1,547	49	s. s.	0,950
23	m.	1,513	50	s. s.	0,945
24	m.	1,494	51	m.	0,932
25	s.	1,475	52	s.	0,905
26	s. s.	1,446	53	s. s.	0,895
27	s.	1,420	54	s. s.	0,879

Hierbei bedeuten:

st. st. = sehr stark, st. = stark, m. = mittel, s. = schwach, s. s. = sehr schwach.

Schrifttum

1. D'ANS, J.: Über die Bildung und Umbildung der Kalisalzlagerstätten. Die Naturwissenschaften. 34. Jahrg. S. 295. 1947.
2. EAKLE, A. S.: Camsellite from California. Amer. Min. 10. 100. 1925.
3. FEIT, W.: Über Ascharit, ein neues Borsäure-Mineral. Chem.-Zeitg. 15. 115. 1891.
4. GRUNER, JOHN W.: Magnesiosussexite, a new mineral from a Michigan iron mine, isomorphous with sussexite and camellite. Amer. Min. 17. 509. 1932.
5. VAN'T HOFF, J. H.: Ozeanische Salzablagerungen Bd. 2. Braunschweig 1909.
6. — Borocalcit und die künstliche Darstellung von Ascharit. Sitz.-Ber. Preuß. Akad. d. Wiss. 2. 652. 1907.

7. SCHALLER, WALDEMAR T.: The identity of Ascharite, Camsellite and β -Ascharite with Szaibelyite; and some relations of the magnesium borate minerals. Amer. Min. 27. 467. 1942.
8. STREUNZ, H.: Mineralogische Tabellen. 2. Aufl. 1949.
9. WATANABE, TAKEO: Kotoit, ein neues gesteinsbildendes Magnesiumborat. TSCHERMAK's Mineralog. und petrograph. Mitt. 50. 441. 1938.

Wechselbeziehungen zwischen Dioriten, Graniten und Schiefen im westlichen Odenwald

Von

ERWIN NICKEL

Heidelberg

Das von CHELIUS und KLEMM untersuchte Gebiet östlich Bensheim wurde vom Verfasser 1947 neu kartiert, worüber unter dem gleichen Titel in den „Heidelberger Beiträgen zur Mineralogie und Petrographie“ Heft 4 näher berichtet wird.

Die Kartierung umfaßt die NW-Flanke des von SW nach NO ziehenden Diorit-Hauptzuges, der im SO von (ebenfalls varistisch ziehenden) steil nach NW fallenden hochmetamorphen Schiefen (in Folg.: ms) begrenzt wird. In der NW-Flanke fehlt ein solcher geschlossener Schieferzug; jedoch treten hier größere Partien amphibolitischer bis biotitplagioklasschieferiger Gesteine auf, die Verf. als Reste eines ehemaligen Schieferzuges deutet, den anatektische Vorgänge unkenntlich gemacht haben.

Die ms-Partien gehen nämlich durch sukzessive Mobilisierung der Minerale in dioritische Typen über, die bis zu gabbrodioritischer Ausbildung kommen. Granitische Gesteine schalten sich z. T. akkordant, z. T. diskordant ein. Die tektonischen Elemente der ms zeigen sich in den flaserdioritischen Metablastiten reliktsch erhalten bzw. abgebildet. So entstandene „Diorite“ enthalten ihrerseits wieder Nester gabbroider Gesteine.

Während im Westen neben intaktem ms (Bensheim-Schönberg) nur Schlieren anatektisch-dioritischen Gefüges (d. s. also solche mit deutlicher Ausscheidungsfolge) auftreten, überwiegen im östlichen Teil (Knoden usw.) streifige Diorite mit nur vereinzelt nichtmobilisierten ms. Schon im Westen zeigt sich die Granitnähe. Wir finden ein diskordantes ganggranitisches Netzwerk und Knospungen von Kalifeldspaten in diffusen Zügen, die im Schiefer teilweise noch durch schmale Kanäle miteinander verbunden sind. In den stärker dioritisierten östlichen Partien, wo bereits die Mafite mobilisiert werden, erscheint der porphyrtartig auftretende hybride Flasergranit selbst. — Gewisse quarzarme „Diorite“, die durch die Kalifeldspatimbibition stärker erfaßt werden, kommen Syeniten nahe. Es ist zu betonen, daß zwar Biotitisierung häufig ist, aber bei der eigentlichen Metablastese im Reaktionsschema $Bi + Plag + Qu = Ho + Or + Erz$ die Tendenz nach rechts geht.

Mikroskopisch lassen sich Entwicklungsstadien unterscheiden: Die Mafite der ms werden entregelt und von Plagioklas angefressen. Hornblendeartikel, die auf diese Weise innerhalb des Hornblendeindividuums isoliert werden, geraten ins „Schwimmen“,

solche Verlagerungen weisen auf „flüssige“ Phasen hin (vgl. auch die Deutung der Häufchen in Fleckendioriten bei ERDMANNSDÖRFFER in Heidelb. Beiträgen, Heft 1). — Schließlich bilden sich die typischen Plagioklasmegablasten („Homoblasten“ KOCH's), die den dioritischen Phänotyp herbeiführen. Kalifeldspatfilme, die sich eingestellt haben, versuchen (z. T. unter Überwältigung der Plagioklasmegablasten) eigenständige Großkristalle zu bilden.

Die Frage nach dem Altbestand muß z. T. noch geklärt werden. Im Schönberger Bereich scheinen saure Paraamphibolite zu überwiegen; am Hohberg und bei Knoden konnten ophitische Strukturen (Diabasamphibolite) nachgewiesen werden. Bei basischen Ausgangsprodukten werden die Erscheinungen komplizierter, da sich eine poikilitische Relikt- mit einer ebensolchen Neustruktur der Hornblende überlagern kann; zweifelhaft bleibt auch noch die Stellung der sogenannten „Dioritpegmatite“ CHELIUS'.

Verf. hält es für sicher, daß ein Teil der Diorite diatektischen Ursprungs ist. Bei gewissen homophanen Partien haben größere Stoffwanderungen aus den Graniten stattgefunden, die ein Überwinden des aoritischen Embryonalstadiums in Richtung auf ein anatektisches Magma begünstigten. Der intrusive Anteil des Granites beweist, daß die thermodynamischen Bedingungen für eine solche Mobilisierung gegeben waren.

Vergleich von Sediment- und Eruptivmaterial

Von

H. SCHUMANN

Göttingen

Beim Vergleich von Eruptivgesteinen untereinander wie auch von Sedimenten bildet der Überschuß an Kieselsäure, der mineralogisch hauptsächlich in Form von Quarz auftritt, eine besondere Schwierigkeit, weil er an keine Regel gebunden ist. Es ist daher zweckmäßig, den aus der Quarzmenge sich ergebenden Betrag molarer Kieselsäure von der Gesamtkieselsäure abzuziehen, wodurch man die Menge an gebundener Kieselsäure allein erhält. Bezieht man letztere in gleicher Weise wie P. NIGGLI dies für die Gesamtkieselsäure tut, auf die Summe der Basen, so erhält man: $si_0 = si - q$ (si_0 = gebundene SiO_2 ; si = Gesamtkieselsäurezahl nach NIGGLI; q = tatsächliche Quarzzahl). Ein Variationsdiagramm mit si_0 als Abszisse und den für die Feldspatfrage maßgebenden NIGGLI'schen c- und alk-Werten als Ordinaten von typischen Eruptivgesteinen (Granit bis Peridotit) zeigt geradlinige Verbindungen zwischen den Projektionspolen. Die entsprechenden Pole von Orthometamorphiten ordnen sich völlig in dies Diagramm ein. Daraus erhellt einerseits die Brauchbarkeit der si_0 -Zahl für derartige Vergleiche, andererseits spricht es für die Zugehörigkeit der fraglichen Metamorphite zur Orthoreihe.

Im NIGGLI-Tetraeder (nach der BECKE'schen Projektionsart wiedergegeben) kommt der Unterschied von Sediment- und Eruptivmaterial z. T. nur unvollkommen zum Ausdruck, doch liegen die Tone und bestimmte Mergel in deutlich gesonderten Gebieten. Im Kieselsäurefeld streuen die si -Werte bei den Eruptiven erheblich, bei den

Sedimenten außerordentlich stark. Die si_0 -Werte der Eruptiva liegen auf einer Geraden, diejenigen der Sedimente streuen viel weniger als die entsprechenden si -Werte und liegen wesentlich tiefer als die Pole der Eruptivreihe. Trägt man in ein solches Tetraeder metamorphe Eruptiva und Sedimente ein, dann fällt die Reihe Granitgneis bis Serpentin mit der entsprechenden Reihe der unveränderten Eruptive — auch im Kieselsäurefeld — zusammen, die al-reichen Schiefer (Glimmerschiefer, Sillimanitgneis) liegen im Gebiet der Tone, Granat und Diallagamphibolit im Gebiet der Mergel. Die si_0 -Pole der metamorphen Sedimente aber liegen höher als diejenigen der unveränderten, etwa im gleichen Horizont wie die Orthogesteine.

Andere, die chemischen Unterschiede zwischen Sedimenten und Eruptiven gut charakterisierende Verhältnisse lassen sich darstellen, wenn man ein Konzentrations-tetraeder mit den Werten für Kali, Natron, Magnesium und Gesamteisen konstruiert. Man sieht darin u. a. auch deutlich, daß die Syenite nicht in die normale Reihe Granit — Gabbro hineingehören. Beim Vergleich der unveränderten mit den metamorphen Sedimenten in diesem Rahmen fällt auf, daß die metamorphen reicher an Alkalien, besonders an Natrium sind. Der Pol für Kalksilikatgneis fällt mit demjenigen für Löß völlig zusammen u. a. m.

Am meisten interessiert es natürlich, den quantitativen Mineralbestand veränderter und unveränderter Sedimente direkt zu vergleichen. Das gelingt, wenn man auf quarzfreie Substanz reduziert. Es wurden die schon erwähnten beiden Gruppen von Sedimenten berechnet: Tone und Mergel. Die Anordnung innerhalb von beiden geschah nach sinkenden si_0 -Werten. Die Summe der Ton- und Glimmerminerale übertrifft bei den Tönen diejenige des Plagioklas. Die große Glimmermenge gibt die Erklärung für ihre hohe Kalizahl. Bei den Mergeln korrespondiert die Zunahme der Karbonate sehr gut mit der Abnahme an gebundener SiO_2 . Die Quarzmenge schwankt bei allen Sedimenten völlig unregelmäßig. Das trifft auch bei den metamorphen Sedimenten zu, bei denen die Ton- und die Kalkreihe etwa die gleichen al- und c-Zahlen aufweisen wie bei den unveränderten Sedimenten. Die Tonminerale sind hier ersetzt durch Glimmer. Das erklärt die höheren si_0 -Werte. Der Plagioklasgehalt nimmt mit sinkender si_0 -Zahl ab, der Augit- und Hornblendegehalt nimmt zu.

Um allgemein geltende Zusammenhänge festzustellen, müßten noch sehr viel mehr auf ihren quantitativen Mineralbestand berechnete Analysen verglichen werden, woran es aber vorläufig noch in der Literatur der Metamorphite (insbesondere der Paragesteine!) und erst recht der Sedimente fast völlig fehlt.

Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner vulkanischer Stoffzufuhr

Von

FR. HEGEMANN

München

Als exhalativ-sedimentäre Bildungen sind gegenwärtig nur die Roteisenerzlagerstätten vom Typ Lahn—Dill fast allgemein anerkannt. Die gleiche Entstehungsweise

hat H. SCHNEIDERHÖHN für sehr viele metamorphe silikatische und oxydische Fe- und Mn-Lagerstätten teils angenommen, teils vermutet oder in Betracht gezogen.

Wie Vortragender begründet hat (s. Referat S. 45), sind auch bei den sedimentären Kieserzlagern untermeerische extrusive Stoffzufuhren anzunehmen. Außerdem hält Verfasser nach seinen geochemischen Untersuchungen, die demnächst veröffentlicht werden, einige schichtige, prätektonische Blei—Zinkerzlager der Alpen, z. B. von Rabenstein, Radnig und z. T. von Kreuth, für syngenetische Bildungen in Verbindung mit untermeerischen extrusiven Thermen.

Wenn nun solch verschiedenartige Lagerstätten ihren Stoffbestand aus submarinen exhalativen oder thermalen Zufuhren erhalten haben, so liegt der Gedanke nahe, daß auch andere Elemente durch die extrusiv-sedimentären Bildungsvorgänge zu selbständigen Lagerstätten angereichert worden sind. In Betracht kommen hier Elemente mit mehr oder minder leichtflüchtigen oder -löslichen Verbindungen, welche nach ihrer submarinen extrusiven Zufuhr durch die Verhältnisse des Meeres ausgeschieden werden entweder durch Hydrolyse oder durch Bildung von Silikaten, Sulfiden, Karbonaten, Sulfaten, Fluorit, Apatit u. a.

Nach Überprüfung syngenetischer Lagerstätten auf diese Vorstellungen hin möchte Verfasser annehmen, daß außer den vorher angeführten auch manche schichtigen Magnetit-, Manganerz-, Eisenspat-, sulfidische Kupfererz-, Antimonit- und Arsenkieslagerstätten, wahrscheinlich auch Smirgel- und vielleicht auch Zinnoberlagerstätten sedimentär mit submariner, im weiteren Sinne vulkanischer Stoffzufuhr entstanden sind, möglicherweise auch die umstrittenen Lagerstätten von Franklin, N. J., Broken Hill, Neu-Süd Wales und andere.

Charakteristisch für derartige Lagerstätten ist: 1. Sedimentäre Entstehung. In Nachbarschaft der Lagerstätten häufig konkordante Ergußgesteinslagen oder deren metamorphe Abkömmlinge. 2. Schichtiges oder linsenförmiges Auftreten der Erze, entweder in kompakten Massen oder als Imprägnationen. 3. Entstehung in Geosynklinalen in Verbindung mit dem initialen Vulkanismus. 4. Weitgehend horizontbeständiges Auftreten, besonders im Unteren Archaicum, Unteren Algonkium, Oberkambrium, Untersilur, Mittel- und Oberdevon, Mittel- und Obertrias.

Die Begleitminerale solcher extrusiv-sedimentärer Lagerstätten, z. B. Rutil, Apatit, Fluorit, Baryt, Quarz, Eisenkiesel, Morion, Jaspis u. a. haben ihren chemischen Stoffbestand primär vorwiegend durch submarine extrusive Zufuhren erhalten. Ähnliches gilt z. T. auch für die Nebengesteine kieseliger und toniger Natur, vielleicht auch für den Dolomit.

Als grundlegend für die extrusiv-sedimentäre Lagerstättengruppe sind zwei Umstände zu beachten: 1. Die extrusive Stoffzufuhr, sei es exhalativ oder thermal, muß in das Meerwasser erfolgt sein. Dadurch wird der oftmals sehr große, im weiteren Sinne magmatische Stoffbestand dieser Lagerstätten bedingt. 2. Nach den ausfallenden Reaktionen muß der Stoffbestand regelrecht sedimentiert worden sein, woraus sich der sedimentäre Charakter dieser Lagerstätten ergibt.

Ausführliche Belege für diese aus Raummangel kurz gehaltenen Mitteilungen werden in einer späteren Arbeit gebracht.

Neues Tatsachen-Material und kritische Bemerkungen über die Rolle einiger der sogenannten leichtflüchtigen Stoffe in pegmatitischen Restmagmen

Von

A. SCHOLZ

Regensburg

Als eines der leichtflüchtigen Elemente, die nach der Theorie in pegmatitischen Restmagmen angereichert werden sollen, gilt der Phosphor.

Phosphor ist in allen basischen und sauren Eruptivgesteinen enthalten und tritt in allen, zusammen mit den Erzen, als Früh-Ausscheidung auf. Er ist in basischen Gesteinen reichlicher vertreten, als in sauren und G. BERG (1) stellte eine interessante Tabelle auf, aus der er schließt, daß der Phosphorsäuregehalt mit wachsendem Kieselsäuregehalt gesetzmäßig abnimmt, derart, daß er z. B. bei Nephelin-Leucit-Melilithgesteinen mit 0,93 % am höchsten ist, bei Gabbro auf 0,40 %, bei Dioriten auf 0,34 %, bei Graniten auf 0,24 % und bei Apliten schließlich bis auf 0,11 % absinkt.

Nach dieser Tabelle sollte man daher bei den sauersten Differentiaten, den Pegmatiten keinen merklichen Phosphorsäuregehalt mehr erwarten dürfen. BERG dagegen erklärt dieses regelmäßige Absinken des Phosphorsäuregehaltes damit, daß „der Phosphor die Tendenz habe, in die gasreichen Restbildungen einzugehen“ und „daß dieses Verhalten beim Studium der Restkristallisation vollauf bestätigt gefunden werde“.

BERG beruft sich dabei offenbar auf die Existenz von „Phosphatpegmatiten“, von denen kurz vorher eine Anzahl bemerkenswerter Vorkommen von LAUBMANN und STEINMETZ als ein neuer Typus magmatischer Restkristallisation ausführlich beschrieben worden war (2). „Phosphatpegmatite“ sind nach LAUBMANN und STEINMETZ charakterisiert, vor allem durch das Auftreten schlecht kristallisierter Mangan- und Eisenphosphate und der Vortragende möchte diese Definition noch dahin präzisieren, daß diese Phosphate vorzugsweise in mehr oder weniger großen Klumpen aufzutreten pflegen.

Wegen des Manganreichtums vieler dieser Phosphate ist schließlich auch noch das Mangan in den Kreis jener Elemente einbezogen worden, welche in pegmatitischen Restmagmen angereichert werden sollten, obwohl außer manganhaltigen Granaten kaum sonst noch ein Mineral mit erheblichem Mangangehalt in Pegmatiten vorkommt und Granaten aller Art in Pegmatiten schon immer als Resorptionsprodukte anerkannt waren. Diese Einstufung des Mangans erscheint um so merkwürdiger, als niemand jemals daran gedacht hat, dem Eisen dieselbe Rolle zuzugestehen, obwohl bei der Mehrzahl der Phosphatpegmatite der Eisengehalt den Mangangehalt der Phosphate wesentlich übersteigt.

Dem Vortragenden war es schon vor vielen Jahren aufgefallen, daß in dem Phosphatpegmatit von Hagendorf massive Klumpen von Triplit und Triphylin, im Innern, allseitig umschlossen von Phosphat, Reste von manganhaltigem Siderit enthielten. Schließlich beobachtete er auch in einem gasblasenähnlichen Hohlraum im Triphylin kleine Sideritkristalle und endlich fand er kleinere und größere Klumpen von völlig frischem Manganosiderit, die stellenweise von phosphatischen Injektionsadern durchdrungen waren. Endlich konnte er Exemplare sammeln, von denen die eine

Hälfte aus Triphylin mit darauffolgendem Triploidit und Phosphoferrit bestand, während die andere Hälfte aus unverändertem Siderit, mit darauf stellenweise abgesetzten Lebneritkristallen und kleinen Nestern von Fairfieldit, bestand. Auch von anderen Phosphatpegmatiten konnten ähnliche Beobachtungen gemacht werden. So weist z. B. ein Exemplar von Branchville einen größeren Querschnitt von Manganspat auf, der von Triploiditnadeln durchspießt ist. Ebenso konnte am Hühnerkobel bei Rabenstein in einzelnen Triphylinknollen noch frischer Siderit beobachtet werden.

Diese Erscheinungen lassen keine andere Deutung zu, als daß die Eisen-Manganphosphate durch die Reaktion phosphathaltiger Schmelzen oder -Lösungen mit in dem Pegmatit vorhandenen Eisen und Mangankarbonaten ihre Entstehung verdanken. Die unregelmäßige Begrenzung der Karbonatknollen, der Umstand, daß sie, genau wie die aus ihnen hervorgegangenen Phosphatklumpen, von Quarz, Glimmer und Erzen durchadert sind und daß sie stets nur nahe den Grenzen der Pegmatitmasse auftreten, macht es wahrscheinlich, daß diese Karbonatnester aus dem Nebengestein losgerissen und von der Pegmatitschmelze „eingewickelt“ wurden. Dasselbe gilt von den oft großen Zinkblendeknollen, von denen schon MÜLLBAUER (3) schreibt: „Hier macht die Zinkblende den Eindruck, als sei sie nicht an der betreffenden Stelle entstanden, sondern von einer ursprünglichen Lagerstätte losgerissen und irgendwie hierherbefördert worden.“

Nun ist zwar das Nebengestein des Pegmatits, der sog. „Schuppengneis“ GÜMBEL's nirgends frisch aufgeschlossen, so daß sich ein direkter Nachweis der Herkunft dieser Sideritknollen nicht führen läßt. Jedoch bemerkt GÜMBEL schon bei der Aufstellung seiner Gneisvarietät „Schuppengneis“, daß ein ständiger Karbonatgehalt diese Varietät auszeichne und daß jedes Stück Schuppengneis durch ein Aufbrausen mit Salzsäure diesen Karbonatgehalt verrate. In geringer Entfernung von Hagendorf, dicht jenseits der nahen tschechoslowakischen Grenze, aber erwies sich dieser Sideritgehalt als so groß, daß dort das Mineral als Eisenerz gewonnen werden konnte. Nach GÜMBEL (4) waren aber auch auf bayerischem Gebiet Versuchsbaue und Schürfgruben für den gleichen Zweck angelegt worden, so bei dem nur ca. 1 km von Hagendorf entfernten Burkartsrieth und bei Pleystein (also in der Nähe des dortigen Phosphatpegmatits). Schließlich erwähnt GÜMBEL an anderer Stelle, daß auch bei Rabenstein (wo der bekannte Hühnerkobel-Phosphatpegmatit gelegen ist) ein Streifen Schuppengneis von ihm beobachtet wurde.

Nehmen wir dazu, daß Manganspat im Pegmatit von Branchville durch BRUSH und DANA (5), von jenem von POLAND durch LANDES (6), von den Phosphatpegmatiten von Buckfield und von Greenwood durch DRUGMAN (7) beschrieben ist. Wenn wir nun berücksichtigen, daß gerade nur diese Vorkommen mit überschüssigem Karbonat auch noch wasserhaltige Phosphate, neben dem wasserfreien Triplit und Triphylin (bzw. Lithiophililit), geliefert haben und daß diese wasserfreien mit den wasserhaltigen Phosphaten, alle miteinander verwachsen, auftreten, so kann die Gleichheit ihrer Bildungsweise vorausgesetzt werden. Sie sind alle aus Eisen- oder Mangankarbonaten durch Phosphorsäurezufuhr entstanden.

Ist so die Rolle des Mangans in den Phosphatpegmatiten geklärt und seine Fremdherkunft eindeutig nachgewiesen — auch die Spessartine in den Phosphatpegmatiten, wie jene anderer Pegmatite sind zweifellos aus solchen Karbonaten hervorgegangen, zumal diese Karbonatführung nicht auf den Schuppengneis beschränkt ist, sondern auch in Cordieritgneisen vorkommt, wie vom Vortragenden beobachtet wurde —, so ist nun noch die Herkunft der Phosphorsäure festzustellen.

Wenn der Phosphor mit wechselndem Kieselsäuregehalt abnimmt, so hätten wir in einigermaßen reinen Pegmatiten, d. h. solchen, die in ihrer zugehörigen Eruptivmasse steckengeblieben sind, keine merklichen Mengen von Apatit zu erwarten. Als Beispiel seien etwa die Drusenpegmatite des Striegauer Granites genannt. Dort ist Apatit so selten, daß SCHWANTKE (8) nach über 80 Jahren Betrieb von dort nur 7 Apatitkriställchen kannte, von denen der größte 3 Millimeter Länge erreichte. Ganz analog sind die Verhältnisse bei Gangpegmatiten, die im Granit selbst auftreten und nicht ins Nebengestein übersetzen. Das zeigt doch offenbar, daß die „Tendenz des Phosphors in die gasreichen Restbildungen einzugehen“, in der Tat nicht existiert, daß aber andererseits auch der Apatit der Erstausscheidungen gegenüber den magmatischen Restlaugen sich als resistent erweist und nicht wieder resurgiert wird.

Wenn es trotzdem Phosphatpegmatite gibt und diese nur in kristallinen Schiefern aufsetzen, so muß die Phosphorsäure aus diesen Schiefern stammen und offenbar dort in leichter resorbierbarer Form vorliegen, als in derjenigen des Fluorapatits, am wahrscheinlichsten in der Form des Tricalciumphosphates, das ja einen Bestandteil vieler organischer Überreste in Sedimenten bildet. Diese Deutung wird noch erhärtet durch den Gehalt mancher Phosphatpegmatite an Graphit und Kohlesubstanzen, die teils in Knollen als Einschlüsse (z. B. in den Pegmatiten von Branchville und Marchaney), teils nur als färbendes Pigment in den Feldspäten und im Quarz (z. B. in Hagendorf) auftreten, wie auch durch nachgewiesene Gehalte von Kohlenwasserstoffen in den Gaseinschlüssen der Quarze. In dem Gabbro-Phosphatpegmatit von Ödegården in Südnorwegen ist ebenfalls organische Substanz im Apatit analytisch nachgewiesen worden, vgl. HINTZE (9).

Die Tatsache, daß zur Entstehung von Phosphatpegmatiten, neben einem Restmagmen liefernden Eruptivkörper, noch zwei weitere Bedingungen, nämlich die Anwesenheit von Karbonaten und die Gegenwart von Phosphaten — wobei Karbonate und Phosphate nicht im gleichen Sediment anwesend sein brauchen — realisiert sein müssen, erklärt auch die bisher rätselhafte Erscheinung, weshalb einerseits Phosphatpegmatite in ausgedehnten Granitgebieten völlig fehlen und warum sie andererseits oft auf engem Raum gehäuft auftreten. Wo eben nur die Bedingungen der Eisen-Mangan-Karbonatführung, ohne die Anwesenheit von Phosphatgehalten, realisiert war, entstanden an Stelle der Phosphatpegmatite einfach Spessartinpegmatite, wie Spessartin ja auch, bei geringen Phosphatmengen, oft in den Phosphatpegmatiten selbst nachgewiesen ist, so z. B. in Brancheville.

Ein hohes Mißtrauen bezüglich ihrer magmatischen Abstammung ist auch gegenüber anderen der „typischen Restmagmenelemente“, insbesondere gegenüber dem Bor, am Platze. In Pegmatiten, die in ihrer zugehörigen Eruptivmasse steckengeblieben sind, ist jedenfalls Bor (als Turmalin) höchst spärlich oder gar nicht vertreten. Wenn jedoch da und dort Turmalin in geringen Mengen auftritt, so kann das nicht als Beweis für die Herkunft aus Restmagmen aufgefaßt werden, da ja wohl so ziemlich alle Granite, die uns an der Erdoberfläche zugänglich sind, schon mehr oder weniger Fremdmaterial aufgenommen haben und also im weiteren Sinne als Migmatite zu betrachten sind.

Wir haben aber gerade für die Borgehalte granitischer Magmen eine wertvolle Kontrollmöglichkeit in den Kontaktmarmoren, die ja gelegentlich große Mengen von Boraten, z. B. als Axinit, Ludwigit, Holkolit etc. enthalten. Nun fehlt aber z. B. im gesamten Areal des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes, des Spessarts und Odenwalds, welche zahlreiche gut aufgeschlossene Marmorvorkommen enthalten, jegliches Bormineral, während Turmalin dort überall reichlich in Gangpegmatiten vorkommt. Wäre

nun das granitische oder pegmatitische Magma Träger dieser Borgehalte, so müßten auch in den Marmoren, da und dort, Bormineralien zu erwarten sein. Es ist daher anzunehmen, daß die boratführenden Marmore und Kalksilikatfelse das Bor selbst enthalten, sei es, daß marine Sedimente mit Erdalkaliboratgehalten vorlagen, sei es, daß sie borhaltige Reliktmineralien enthielten, wie z. B. THÜRACH (10) den Turmalin als Lösungsrückstand in triassischen Kalken um Würzburg und im jurassischen Plattenkalk im Lösungsrückstand vorfand, z. B. von Solnhofen.

Bor galt immer schon als typisches Exhalationsprodukt vulkanischer Magmen. Das ist aber nur schlecht begründet. Am Vesuv ist Borsäure so selten, daß SCAOCHI, der eifrige Vesuvforscher, im Jahre 1887 (11) lediglich den Erstfund von 1811 (12) zitiert, weil er selbst sich nicht von dem Vorkommen der Borsäure am Vesuv Gewißheit verschaffen konnte. Im Krater von Vulcano (Liparen-Inseln) wurde seit 1810 Borsäure technisch gewonnen. Seit 1890 ist jedoch dort von Borsäureabsätzen nichts mehr beobachtet worden (13). Es kann daher kaum einem Zweifel unterliegen, daß die Borsäurelieferung der vulkanischen Fumarolen, wie der Soffioni, lediglich aus der Zersetzung borhaltiger Mineralien durch aggressive Agentien stammt. Je nachdem sich Bormineralien auf dem Wege der Fumarolengase vorfinden oder nicht, wird dann Borsäure reichlich, spärlich oder gar nicht gefördert.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß noch viele andere der sogenannten leichten und leichtflüchtigen Elemente sich als magmafremd erweisen werden. Vielleicht wird von den leichtflüchtigen Bestandteilen nur das Wasser und ein gewisses Quantum Fluor in Form von Fluorwasserstoff oder Siliciumfluorid übrigbleiben. Jedenfalls ist es aber gerade die große Lösungsfähigkeit dieser beiden Komponenten, welche, oft zusammen mit der stets magmafremden Kohlensäure, den so eigenartigen und variablen Bestand an Pegmatitmineralien bedingt. Diese große Lösungsfähigkeit pegmatitischer Restmagmen ist schon vor vielen Jahrzehnten von WEINSCHENK klar erkannt und ausgesprochen worden. Schon 1913 schreibt er (14): „Die Aplite und in besonderem Maße die Pegmatite wirken lösend auf das Nebengestein und verleihen sich dessen Bestandteile ein, die wiederum zur Bildung neuer Mineralien Anlaß geben. So werden die Pegmatitgänge, wenn sie aus dem Intrusivgestein in ein anders zusammengesetztes Nebengestein übersetzen, zu höchst anormalen Mineralaggregaten. Es werden dann lokal z. B. Zoisit oder Andalusit in riesigen Individuen zu wichtigen Bestandteilen und die Pegmatite des (alpinen) Zentralgranits gehen vollständig in schieferige Glimmeraggregate über, welche, wie die sogenannten Paragonitschiefer am St. Gotthard, reich an Disthen, Staurolith usw. sind.“

Die alpinen Kluftmineralien, die, nach KÖNIGSBERGER, NIGGLI und anderen, ausschließlich aus dem Stoffbestand der Kluftwände aufgebaut sind, entsprechen größtenteils dem Bestand der Pegmatitmineralien und sind fast durchwegs, wenigstens aus dem einen oder anderen Pegmatitvorkommen, bekanntgeworden. So hat der Vortragende z. B. in bayerischen Pegmatiten u. a. neben einer Reihe von Zeolithen selbst so „exklusiv alpine“ Mineralien wie Bavenit und Milarit auffinden können. Wenn solche große Ähnlichkeit in der Mineralführung zwischen alpinen Klüften und Pegmatiten nur ausnahmsweise zutage tritt, so ist dies wohl in der Hauptsache darauf zurückzuführen, daß bei Drusen-, wie bei Gangpegmatiten, in den meisten Fällen das hydrothermale Stadium durch frühzeitiges Undichtwerden und die damit verbundene Abdestillation der Lösungsmittel weitgehend ausfällt. Wo das nicht der Fall war, ist die Analogie der Mineralbildungen und ihre Abhängigkeit vom Nebengestein oft verblüffend.

Es ist zu hoffen, daß eingehende Beobachtungen, auch anderer Fachgenossen, dazu beitragen werden, die magmafremde Herkunft weiterer „Restmagmenelemente“ zu erweisen und damit das Bild der pegmatitischen Erscheinungen bedeutend zu vereinfachen.

Literatur

1. G. BERG: Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. Archiv für Lagerstättenforschung. Preuß. Geol. Landesanst. Heft 28. 1922.
 2. H. LAUBMANN und H. STEINMETZ: Phosphatführende Pegmatite des Oberpfälzer und Bayerischen Waldes. Z. f. Kr.st. 55. 523—586.
 3. F. MÜLLBAUER: Die Phosphatpegmatite von Hagendorf i. Bay. Z. f. Krist. 61. 318—336.
 4. C. W. GÜMBEL: Geognost. Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 904.
 5. G. J. BRUSH and E. S. DANA: On a new and remarkable mineral locality in Fairfield County, Connecticut. Amer. Journ of Sci. and Arts. 16. July and August 1878.
 6. LANDES: Amer. Mineralogist. 10. 355ff.
 7. DRUGMAN: Mineral. Mag. 17. 81 u. 193.
 8. SCHWANTKE: Die Drusenminerale des Striegauer Granits. Leipzig 1896.
 9. HINTZE: Handbuch der Mineralogie. 1. 4. Abt. S. 545 unten. (Leipzig 1933.)
 10. THÜRACH: Verh. phys. medic. Gesellsch. Würzburg 1884. 18. Nr. 10. 203.
 11. SCACCHI: Catalogo dei minerali vesuviani. N. Jb. Min. 1888/II. S. 139.
 12. MONTICELLI e COVELLI: Giornale Enciclopedico di Napoli. 1820. S. 329.
 13. BERGEAT: Z. prakt. Geol. 1899. S. 46.
 14. WEINSCHENK: Petrographisches Vademecum. Freiburg, Breisgau, 1913. S. 113.
-

Ergebnisse neuer Untersuchungen im Grundgebirge des Schwarzwaldes

Von K. R. MEHNERT, Freiburg/Br.

Vorkommen und Entstehung der orthitführenden Gesteine des Schwarzwaldes

Von G. REIN, Freiburg/Br.

Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des südlichen Schwarzwaldes (Schauinslandgebiet)

Von W. WIMMENAUER, Freiburg/Br.

Die 3 Vorträge gehen von einer gemeinsamen Arbeitsgrundlage aus und führen zu einem einheitlichen Ergebnis. Sie sollen daher im folgenden zusammengefaßt dargestellt werden¹⁾.

Um die komplizierte prävariskische Gesteinsentwicklung des Schwarzwälder Grundgebirges in ihre einzelnen Phasen aufzugliedern, wurden alle erkennbaren Gefüge- und Mineralumwandlungen nach ihrer Zusammengehörigkeit und gegenseitigen Abfolge geordnet. Es ergab sich hieraus die unten angegebene Reihe von Kristallisations- und Bewegungsphasen, die sowohl makroskopisch als auch an Hand von bestimmten „Leitmineralen“ mikroskopisch verfolgt werden konnten. Kristallisation und Bewegung schließen sich naturgemäß keineswegs aus, sondern sie überlagern sich zum Teil. Jedoch sind sie in ihren Schwerpunkten so deutlich voneinander unterscheidbar, daß folgende Reihenfolge der Bildungsphasen aufgestellt werden kann:

1. Bildung des sedimentären Ausgangsmaterials der Paragneise.

Es sind vorwiegend Gesteine grauackentartiger Zusammensetzung, lagenweise mit tonigen, mergeligen, arkoseartigen oder quarzitischen Einschaltungen. Sedimentäre Bildungen grobklastischer Art (Konglomerate) sowie rein karbonatische Gesteine (Kalke, Dolomite) fehlen oder treten stark zurück. Ob diese älteste Sedimentserie vor dem Eintritt der Phase 2 bereits metamorph war, kann aus geologischen Gründen angenommen werden, ist jedoch petrographisch bisher nicht nachweisbar.

2. Intrusion saurer Magmen unter Bildung anatektischer Aureolen (I).

Die Platznahme dieser prävariskischen sauren Magmen (jetzt: Orthogneise) erfolgte unter Bewegung des eigentlichen Intrusivkörpers und der sich anschließenden anatektischen Aureole (jetzt: Mischgneise). Jedoch ist eine durch diese Bewegungsphase etwa geschaffene ältere Paralleltexur nicht mehr erkennbar. Jedenfalls ist sie nicht ohne weiteres identisch mit der jetzt sichtbaren Paralleltexur der Orthogneise, die in bereits verfestigtem Material als rein metamorphe Textur angelegt wurde. (Siehe Phase 3.)

¹⁾ Ausführliche Bearbeitungen: Mitteilungsbl. Bad. Geol. Landesanst. 1947 und 1948; N. Jb. Min. Monatshefte 1948 A. 117—135; Geologischer Exkursionsführer Freiburg 1949; N. Jb. Min. Abhandlungen A. Bd. 80, 1950. S. 375—436.

In der anatektischen Aureole dieser Intrusionen bildete sich Orthit durch Wechselwirkung pegmatitisch-pneumatolytischer Agentien des Magmas mit Ca-reichen Teilen der umgebenden Paragneise.

3. Regionale Kinetometamorphose

Es erfolgte eine allgemeine Durchbewegung der bisher genannten Gesteinstypen — wahrscheinlich im Bereich eines Orogens — unter vorwiegend parakristalliner seltener vorwiegend kataklastischer Verformung. Orthit ist in jedem Falle, auch in parakristallin verformter Umgebung, zerbrochen und zeigt damit an, daß die p/t-Bedingungen dieser Phase gegenüber den hochtemperierten, pegmatitisch-pneumatolytischen Bedingungen der vorhergehenden Phase deutlich niedriger gradiert sind.

4. Anatexis (II)

Es kommt zu einer abermaligen Erhöhung der Temperatur, dadurch erfolgt eine Umkristallisation des gesamten Mineralbestandes (Metablastesis) und partielle Aufschmelzung der leichtschmelzbaren Anteile (Quarz und Feldspat: pegmatitartige Metatekte). Nur örtlich kommt es zu gesteigerter Mobilisation (Diatexis) auch der mafischen Gemengteile (Biotit, Hornblende, Orthit), wobei Gesteine granitischen oder verwandten Mineralbestandes mobilisiert werden.

Die im anatektischen Zustand befindlichen Gesteine wurden erneut von Bewegungen betroffen. Diese stehen an Intensität und Konstanz der Bewegungsrichtung denen der regionalen Kinetometamorphose (Phase 3) nach. Die Wirkung dieser Bewegungen ist abhängig von dem Mengenverhältnis der festen und flüssigen Anteile. Bei nicht zu hohem Gehalt an flüssigen Teilen wurden diese aus dem festen „Restgewebe“ abgepreßt. In letzterem erfolgte im Zusammenhang mit dieser Abpressung der hellen Gemengteile eine Neubildung von Cordierit und Sillimanit aus Biotit.

Die höher mobilisierten, vorwiegend flüssigen Anteile reagierten durch Fließfaltung und wurden infolge der Rührwirkung oft zu schlierig-nebulitischen granitoiden Gesteinen homogenisiert. Hier bildet sich erneut Cordierit als letzter Gemengteil in großen xenoblastischen Flecken.

5. Sekundäre Mineralumwandlungen und postkristalline Deformation

Mit abfallender Temperatur bewirken alle späteren Bewegungen nur noch kataklastische Veränderungen des bisherigen Mineralbestandes, soweit nicht epizonale Neubildungen entstehen.

Über Enstatit-Olivinhornfelse aus der Oberpfalz

Von

SIEGFRIED MATTHES

Münster, Westf.

Es wird über Enstatit-Olivinhornfelse und enstatitfreie Olivinhornfelse vom Südwestrande des Granitplutons des Steinwalds in der bayrischen Oberpfalz berichtet. In diesen Gesteinen werden Kontaktbildungen aus Serpentinithornfelse (Serpentinithornfelse) durch den benachbarten Steinwaldgranit erstmalig erkannt.

1. Eine qualitative megaskopische und mikroskopische Physiographie der Enstatit-Olivinhornfelse und Olivinhornfelse wird gegeben.

Es sind verglichen mit dem unveränderten Serpentin „körnige“ Gesteine von merklich größerer Härte und höherem spezifischen Gewicht. Das Mikroskop enthüllt ein relativ unruhiges und unausgeglichenes Bild: Olivin in leistenförmigen Schnitten, ohne eine streng gradlinige Umgrenzung, strahlig und sternförmig angeordnete, scheitförmige Stengel von Enstatit nach ehemaligen Talkrosetten und Rutenbündeln ähnliche Aggregate einer fast farblosen, cummingtonitartigen Hornblende sind bunt durcheinander gesproßt. Die Enstatit-Olivinhornfelse gehen mit der Entfernung vom Granitkontakt allmählich in vollkommen enstatitfreie Olivinhornfelse über, dadurch, daß ein Grundgewebe von Talk mit rosettenartigen Aggregaten von Talk und reliktsche Felder von Serpentin immer stärker hervortreten. Gleichzeitig werden die genannten Aggregate von cummingtonitartiger Hornblende immer spärlicher. Die Olivinhornfelse zeigen u. d. M. eine ausgesprochen porphyroblastische Struktur.

2. Die Enstatit-Olivinhornfelse, sowie Olivinhornfelse sind zur Erkennung und Überprüfung von Stoffverschiebungen (insbesondere Stoffzufuhren aus dem Granit, aber auch Stoffabwanderungen nach dem Temperaturgefälle) während des Aktes der kontaktmetamorphen Überprägung recht gut geeignet, da sie sich von ausgesprochen monotonen und extensiv stofflich gleichzusammengesetzten Edukten ableiten.

Eine erkennbare, wenn auch geringe Wandlung der pauschalen chemischen Zusammensetzung unter der Einwirkung der Kontaktmetamorphose durch den Granit ist im vorliegenden Falle zweifellos erkennbar. Ohne die Annahme eines gewissen Zutritts an Kieselsäure kommt man, insbesondere auch bei quantitativen Überlegungen, nicht ganz aus.

Die Kontaktmetamorphose wirkte jedoch auch im vorliegenden Beispiel wesentlich als „Thermometamorphose“ durch Kornvergrößerung und Umkristallisation des Stoffbestandes. Hierbei entwickelte sich stufenweise aus einer hydratischen Mineralfazies eine ausschließlich trockene (Serpentin \rightarrow Olivin, Talk \rightarrow Enstatit). Spuren einer rückschreitenden Kontaktmetamorphose bei sinkender Temperatur sind auffallend gering entwickelt.

3. Unter Herbeiziehung experimenteller Ergebnisse aus den letzten Jahren durch JANDER und Mitarbeiter über einige Zustandsbedingungen im System $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ lassen sich vergleichsweise quantitative Vorstellungen über die Temperaturbedingungen gewinnen, die bei der Bildung dieser Serpentinithornfelse im Bereiche des

inneren Teiles der Kontaktaureole geherrscht haben mögen. Es hat sich für die Bildung von Orthosilikat aus Serpentin



eine geringe T—P-Abhängigkeit bei diesen experimentellen Untersuchungen ergeben. Als höchste Temperatur und größter Druck sind von JANDER und Mitarbeiter eine Grenztemperatur von 500° C und ein zugehöriger Grenzdruck von 520 kg/cm² experimentell erreicht worden. Darüber hinaus verläuft allem Anschein nach die Gleichgewichtskurve Olivin/Serpentin sehr flach (bei T als Ordinate), sodaß größere Drucksteigerungen einer nur sehr geringen Temperaturerhöhung entsprechen.

Bei einem Versuch, aus den erwähnten experimentellen Ermittlungen Anhaltspunkte über die Temperaturbedingungen für die Bildung der vorliegenden Olivinhornfelse zu gewinnen, ergibt sich folgendes:

Es entstehen zunächst dadurch besondere Schwierigkeiten, daß eine nur sehr grobe und ungenaue Festlegung der Tiefenlage des derzeitigen Anschnitts des Kontakthofs erfolgen kann. Da jedoch ein ausgesprochener Assimilationskontakt fehlt, darf angenommen werden, daß der derzeitige Anschnitt des Kontakthofs einem relativ seichten Intrusionsniveau des Granitplutons zuzuordnen ist, schätzungsweise, vielleicht zwischen 2 und 3 km Rindentiefe. Eine Tiefenlage von 2 km ergibt einen Belastungsdruck von ca. 560 kg/cm², der experimentell also mit 520 kg/cm² nur knapp erreicht worden ist. Durch die oben erwähnte Tatsache jedoch, daß der weitere Verlauf der Umwandlungskurve Serpentin/Olivin anscheinend selbst bei größeren Drucksteigerungen nur eine außerordentlich geringe Temperatursteigerung ergibt, lassen sich, in einem Bereich relativ enger Fehlergrenzen, sichere Rückschlüsse auf die Temperaturbedingungen ziehen, die zur Bildung von Olivin aus Serpentin im festen Zustand in den vorliegenden Serpentinithornfelsen mindestens erforderlich gewesen sein mögen.

Bei einer angenommenen Tiefenlage von 2 km und einem Belastungsdruck von 560 kg/cm² dürfte zur Bildung von Olivin aus Serpentin die Temperatur von 505° C überschritten, bei einer Tiefenlage von 3 km mit einem Belastungsdruck von 840 kg/cm² eine Temperatur von 515° C erreicht sein. Bei einer womöglich noch größeren Tiefenlage würde sich die Temperatur nach dem vermuteten weiteren Verlauf der Umwandlungskurve relativ immer weniger erhöhen. Es läßt sich so für die Bildung des Olivins in den vorliegenden Serpentinithornfelsen eine untere Bildungsgrenze von 505—515° C wahrscheinlich machen. Diese Temperatur würde sich bei Unterschätzung der Tiefenlage des Bildungsorts nur sehr unbedeutend erhöhen.

Höhere Bildungstemperaturen lassen die enstatitführenden Serpentinithornfelse schon durch ihre granitnähere Lage aus geologischen Gründen vermuten. In der Umwandlung von Talk in Enstatit ist in der Tat auch nach den experimentellen Erfahrungen ein Merkmal noch höherer Temperaturen in den vorliegenden Serpentinithornfelsen festgelegt. Leider sind die betreffenden Zustandsbedingungen im System MgO — SiO₂ — H₂O nur bis zu maximal 600° C durch JANDER und Mitarbeiter experimentell erforscht¹⁾. Die Umwandlung von Talk in Metasilikat liegt jedoch oberhalb

¹⁾ Die später erschienenen experimentellen Untersuchungsergebnisse von N. L. BOWEN und O. F. TUTTLE „The system MgO—SiO₂—H₂O“ (Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 60. [1949], S. 439—460) werden vom Verf. in einer folgenden umfassenderen Publikation berücksichtigt.

600°C. Als nicht streng den natürlichen Zustandsbedingungen entsprechende Anhaltspunkte liegen Daten von Zerfallstemperaturen experimentell durchgeführter Umwandlungen von Talk in Metasilikat bei einem Wasserdampfdruck von 10 mm mit einer Abbaudauer von 2 Monaten vor. Hierbei findet im Experiment ein restloser Abbau von Talk und eine Umwandlung in Metasilikat bei 760—800°C statt. In welcher Weise jedoch der den natürlichen Bedingungen entsprechende Druck die Höhe der Temperaturen beeinflusst, ist im einzelnen noch nicht abzusehen. Immerhin kann als Bildungstemperatur für die Enstatit-Olivinhornfelse ein Intervall zwischen 650° und 800°C, für die enstatitfreien Olivinhornfelse ein Intervall zwischen 505°C (bzw. 515°C) und 650°C als sehr wahrscheinlich angenommen werden.

Diskussionsbemerkung

SEIFERT: Die über das lokale Interesse hinausgehende Bedeutung der vorgebrachten Ergebnisse scheint mir in folgendem zu liegen:

1. Sie enthalten einen neuen und beachtlichen Beitrag zur geologischen Thermometrie;
 2. sie belegen die Tatsache, daß das Inselgitter des Olivins sich durch chemische Reaktionen im festen Zustand bei verhältnismäßig niedriger Temperatur in der Natur zu bilden vermag, was bei Bildung aus isotroper Phase dann nicht mehr möglich scheint.
-

Zweitägige Exkursion in den Odenwald

6. und 7. September 1948

Führung: O. H. ERDMANNSDÖRFFER, E. NICKEL, MARION PETERS-RADZYK.

Auf der Exkursion sollte hauptsächlich zweierlei gezeigt werden:

1. Die Diorite im Bergsträßer Odenwald und ihre Beziehung zu den Gabbros, Amphiboliten und prävaristischen Diabasen.
2. Das Verhältnis von Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald.

Die Exkursionen verliefen unter Benutzung von Autobussen trotz der großen Entfernungen und der Teilnahme von über 70 Personen bei schönem Wetter glatt, nur waren leider einige wichtige Aufschlüsse durch die Besatzungsmacht belegt und nicht zugänglich und der Zusammenhang gewisser Erscheinungen daher nicht völlig vorzuführen.

Südlich vom Böllenfalltor bei Darmstadt wurde der in SW—NO verlaufende Zug von prävaristischen Metabasiten in guten Aufschlüssen am Goethefelsen beim Herrgottsberg studiert. Gesteine dieser Art, eingeschaltet in Schieferhornfelse mit Kalksilikathornfelsen und Quarziten sind hervorgegangen aus Diabasen, Diabasmandelsteinen (Fleckendiabasen), Schalsteinen (z. T. mit Geröllen prävaristischer Granite, die petrographisch dem entsprechenden Gestein des Vogtlandes gleichen); zunächst dem Darmstädter Hornblendegranit haben sie ausgesprochenen Hornfelscharakter (Diabashornfels u. dgl.), weiterhin aber gehen sie ohne scharfe Grenzen in indifferente Amphibolite, meist ohne Strukturelikte über, die nach S und SO vorherrschen. Besonders in dem (z. Zt. nicht zugänglichen) Steinbruch westlich von Oberramstadt und an anderen Stellen nehmen diese Gesteine „dioritische“ Züge und z. T. den Charakter von Hornblendegabbro an, ohne daß scharfe Grenzen nach dem Amphibolit hin zu erkennen wären. Faziell liegt Amphibolitfazies, nur vereinzelt durch das Auftreten von Hypersthen angedeutete Gabbrofazies (im Sinne von Eskola) vor. Das gilt auch für das „Gangefolge“ von Malchiten, Odiniten u. dgl.

Von Eberstadt aus wurde ein Querschnitt durch den Frankensteiner Gabbropluton gelegt. An der Mühlthalchaussee ist in einem großen Steinbruch bei km 7,6 ein früher als Hornblendegabbro (KLEMM) bezeichnetes Gestein gut aufgeschlossen, das ein plagioklasführender (An₄₀) Hornblendit ist, für den bis 2 cm² große braune Hornblenden charakteristisch sind. Die an der Chaussee folgenden Brüche erschließen teils Schieferhornfelse, teils \pm homophane Diorite (km 8,8) und weiterhin Amphibolite und Hornblendegabbros, diese die Amphibolite durchtrümernd, auch hier lokal hypersthenführend.

Große Individuen von brauner Hornblende treten außer als mafitische Frühausscheidungen auch später durch „Rejuvenation“ metasomatisch erneut sowohl im Gabbro wie auch in von diesem umschlossenen Fremdgesteinen in Form von Megablasten auf, z. B. in Beerbachschollen, was in dem Steinbruch von Waschenbach, wo ein hornblendeführender Gabbro abgebaut wird, gut zu sehen war. Eine antochthone Neubildung von Gängen reiner Hornblende als Kluftausfüllung deutet ebenfalls auf eine relativ späte Beweglichkeit mafitischer Stoffe (Mg, Fe) hin.

In diesem Bruch finden sich auch Schwerspat, Flußspat, Kupferkies und Pyrit in z. T. guten Kristallen.

Von dem großen „Dioritzug Heppenheim—Lindenfels“ besuchte die Exkursion anschließend die nördlichen Randteile zwischen Knoden und Reichenbach (Führung E. NICKEL).

An den ersten Klippen „im Forst“ bei Knoden, die aus saiger stehenden streifigen dioritischen Gesteinen bestehen, zeigen die hellen Streifen strukturell mehr dioritische, die dunklen mehr amphibolitische bzw. biotitplagioklasschiefrige Ausbildung. Auf dem Wege zum Knodener Kopfe erscheint porphyrtartiger Flasergranit, der mit oben genannten schiefer—dioritischen Mischgesteinen zusammen in der Weise auftritt, daß die varistisch ziehenden 1—100 m breiten Streifen von Granit mit unscharfen Grenzen zwischen den Dioriten usw. liegen, so daß bei der Umrundung des Knodener Kopfes quer zum Streichen ein dauerndes Alternieren beobachtet wird. — Am Südhang sind neben aufgelockerten, textuell indifferenten metamorphen Schiefen und solchen mit blastischen Feldspaten auch Diorite mit spießigen großen Hornblenden sowie hornblende-gabbroide Typen aufgeschlossen. Durchschlierungsbilder von granit- und dioritartigen Gesteinen verstärken den Eindruck intensiver Mobilisierung. Der weitere Abstieg zu den südwestlichen Vorbergen führte wieder in porphyrtartigen Flasergranit, in dem amphibolitische und dioritische Komplexe, z. T. wie am Knodener Kopf mit verschwimmender Grenze, z. T. als kontaktmetamorph veränderte begrenzte Einschlüsse mit Hornfelsstruktur, stecken. Gegen Aspenforst—Schillerberg gelangte man zu den sogenannten Fleckendioriten, d. s. solche, die die Mafite zu Häufchen aggregiert enthalten. Diese Gesteine haben Ähnlichkeit mit den aus dem Diabasgebiet erwähnten „Fleckendiabasen“ und es ist bemerkenswert, daß in Knodener „Diorit“-Gesteinen auch Diabasstrukturen reliktsch auftreten. — Über den Sattel zwischen Hohberg und Knodener Kopf wurde nach Reichenbach abgestiegen. In den Steinbrüchen am Hahnenbusch sah man ein als Diorit anzusprechendes, z. T. noch deutlich parallel-textiertes, z. T. schon verschliertes Gestein im Verband mit metamorphen Schiefen. Granitische Durchaderungen und Kalifeldspatimbibitionszonen sind besonders schön im Hof der Schule von Schönberg zu sehen.

Die Südseite des Heppenheim—Lindenfeler Diorit-Zuges besuchten wir erst am 7. September. Bei Kirschhausen lernten wir Aufschlüsse in der südlich des Zuges entlangstreichenden und steil auf ihn zufallenden Schieferzone kennen, die aus hoch metamorphen Tonschieferhornfelsen, Amphiboliten, Kalksilikatfelsen (z. B. Pyroxenfels mit schönen Boudinagerscheinungen) aufgebaut ist. Bei Erlengbach ist ihm in Form einer 2,5 km langen flachen mehrfach verworfenen Linse eine Intrusivmasse eingeschaltet, die ausgesprochen migmatitischen Charakter besitzt, indem Hornfels- und Amphibolitpartien mit dioritischem Material auf das engste gemischt erscheinen und ohne scharfe Grenzen ineinander übergehen, so daß das Ganze oft mehr einem kristallinen Schiefer als einem Magmatit gleicht. Es wird als „Diorit-Migmatit“ bezeichnet und stellt einen noch nicht voll ausgereiften Dioritaorit dar.

Auf Quarzgängen kommt Arsenkies, Magnetkies, Kupferkies, Phlogopit und Chlorit vor.

Das Hauptproblem des Böllsteiner Odenwaldes liegt in der Frage, ob seine Gesteine mit denen des Bergsträßer Odenwaldes gleichaltrig sind (KLEMM), oder ob sie einem fremden, älteren Gneis-Komplex angehören (BUBNOFF).

Zum Vergleich mit dem Böllsteiner Odenwald sahen wir schon am ersten Tage bei Frankenhausen und Hoxhohl die als „jüngerer Biotitgranit“ bezeichneten feinkörnigen, meist stark flasrigen Gesteine, die oft extrem reich sind an Schiefereneinschlüssen und -lagen, und von KLEMM mit dem „jüngeren Böllsteiner Granit“ parallelisiert wurden.

Am zweiten Tage sahen wir in dem großen Bruch am Steigkopf bei Walderlenbach den normalen „Hornblendegranit“ der geologischen Spezialkarte, der jedoch stofflich dioritischen Charakter hat. Charakteristisch sind dunkle, teils scharf, teils verschwommen begrenzte Einschlüsse, die wahrscheinlich umgearbeitete Schieferhornfelse oder Amphibolite sind, und lokal auch den Charakter von „Titanitfleckengesteinen“ annehmen.

Diesen Gesteinen stehen, im Böllsteiner Gebiet ebenfalls als Hornblendegranite kartiert, stark schiefrige Gesteine gegenüber, die von jenen durch ihre für den Böllstein bezeichnende äußerst flache Lagerung und ihre starke Führung von Kalifeldspat-„Augen“ abweichen. Ihre gegenseitigen Beziehungen werden z. Z. noch studiert. Die Exkursion sah sie an den Hängen des Weschnitztales zwischen Weschnitz und Leberbach, wo sie von einem gut aufgeschlossenen Kersantitgang durchsetzt werden.

Die Gneise bzw. Granite des Böllsteins besuchten wir bei der Hutzwiese und dem Hirschert unfern Vierstöck, die Westrandschiefer zwischen Unterkainsbach und Stierbach. Von mehreren Teilnehmern wurde die große Ähnlichkeit mit Schwarzwaldgestein betont, andererseits kommt auch in den Bergsträßer „jüngeren Graniten“ (s. o.) ähnliches vor. Ein Vergleich der „älteren“ Granite in beiden Gebirgsteilen zeigt wesentliche Unterschiede: die westlichen „Flasergranite“ sind als Magmatite im Ablauf ihrer Verfestigung „geschiefert“ worden, die Böllsteiner Gesteine haben ihre Gneistextur durch eine rein kristalloblastische Umprägung erhalten.

Die Amphibolite im Böllstein konnten wir aus Zeitmangel nicht aufsuchen. Es ist beachtenswert, daß auch in ihnen (wie bei Darmstadt) Gerölle prävaristischer Granite vorkommen. Danach würde Bergsträßer Ausbildung die als Grenze beider Gebirgsteile angesehene „Otzbergspalte“ nach Osten überschreiten. Auch hier sind weitere Untersuchungen im Gange.

Die Otzbergstörung selbst begleitenden mächtigen Mylonitzonen konnten die Exkursionsteilnehmer im Weschnitzdurchbruch oberhalb von Fürth zwischen der Klemm und Leberbach in guten Aufschlüssen kennenlernen.

Bericht über die Exkursion in die kristallinen Taunusgesteine

Von

K. SCHLOSSMACHER

Idar-Oberstein

Als erster Aufschluß wurde ein Sericitgneisbruch bei Sonnenberg—Rambach besucht. Hier sind aus Natronquarzkeratophyren hervorgegangene Sericitgneise sehr schön aufgeschlossen. Es ist ein anderes Gestein als die körnig-flaserigen Sericitgneise von Cronberg-Mammolshain, die aus Kaliquarzkeratophyren entstanden sind. Diese Natronquarzkeratophyre sind in ihrem Auftreten an die Grünschiefer und Felsokeratophyre gebunden, die ebenfalls Natrongesteine sind. Das Gestein des besuchten Bruches ist grünlichgrau, schiefrig bis feinschiefrig, von Einsprenglingen, die bei den genannten Gesteinen die körnig-flaserige Struktur hervorrufen, ist hier kaum etwas zu sehen. Das Mikroskop zeigt als Einsprenglinge Albite und Quarze, letztere teilweise in linsenförmige „Schwänzchenquarze“ umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Sericit, Quarz und Feldspat. Chlorit tritt nur gelegentlich auf. Auffallend sind die lagenförmig parallel zur Schieferung eingeschalteten Quarzalbitlinsen, die bei wenigen Zentimetern Dicke oft eine Ausdehnung von vielen Quadratmetern haben. Der Mineralbestand läßt auf eine Dynamometamorphose in der Epizone schließen. Daß es nicht notwendig ist, dabei an eine Stoffzufuhr zu denken, legen Beobachtungen an mitteldevonischen Keratophyren in Katzenellenbogen in Nassau nahe. Dort ist ein Keratophyrvorkommen aufgeschlossen, in dem stellenweise ganz die gleichen Sericitgesteine wie im Taunus anzutreffen sind. Über die Möglichkeit, wegen der Quarzalbitlinsen an eine Albitisierung unter Stoffzufuhr zu denken, wurde diskutiert.

Südlich von Naurod wurden die beiden großen verlassenen Basaltbrüche besucht. Der nördliche ist heute ziemlich unzugänglich, dagegen zeigt der südliche noch interessante Verhältnisse. Man sieht in der kreisförmigen Bruchwand auf der rechten Seite den Basalt, auf der linken Seite einen Basalttuff, durch den ein Basaltgang mit einer Apophyse hindurchzieht. Das Gestein ist ein limburgitischer Nephelinbasalt. Makroskopisch fallen in der dichten schwarzen Gesteinsmasse vor allem die Olivinknollen auf. Berühmt ist dieser Aufschluß (und auch der andere) wegen seiner vielen Mineraleinschlüsse, die in der Literatur beschrieben worden sind. Von den Exkursionsteilnehmern wurden schöne Hornblenden und Apatit gefunden. In dem Zugang zu diesem Bruch waren früher sehr schön die vordevonischen Phyllite und kristallinen Schiefer aufgeschlossen. Man konnte hier einen dichten, geradezu noch frisch erscheinenden Felsokeratophyr sehen, der randlich in ganz feinschiefrigen Sericitschiefer überging. Diese Felsokeratophyre entsprechen den Natronkeratophyren, nur daß der Quarz nicht in Einsprenglingen auftritt, sondern ganz auf die Grundmasse beschränkt ist. Auf diesen Keratophyr folgten einige Meter Phyllite, die nichts Besonderes zeigten. An diese Phyllite schloß sich ein besonders interessantes Gestein an, das zu den wenigen Vorkommen der noch einigermaßen frisch erhaltenen Ausgangsgesteine der Grünschiefer gehört. Es ist ein porphyritischer Natronkeratophyr, der in frischesten Stücken ein schwarz-graues rauhes, fast basaltähnliches Gestein bildet. Das Mikroskop zeigt eine divergent-strahlige Grundmasse von kleinen Albittäfelchen, die ganz an die Grundmasse von Trachyten erinnert. Von gefärbten Gemengteilen ist nichts mehr vorhanden, zwischen den Täfelchen liegen Eisenglanzblättchen und andere metamorphe Gemengteile in

winzigsten Kriställchen. Als Einsprenglinge treten Albite auf. Dieser porphyritische Natronkeratophyr geht im Aufschluß in typische Grünschiefer über, wie sie sonst im Taunus, auch linksrheinisch, weit verbreitet sind. Ihre Grundmasse besteht aus Albitkörnern, Epidotkörnern, Chlorit, einer farblosen Hornblende, einer grünen gemeinen Hornblende und Eisenglanzstäfelchen. (An manchen Stellen im Taunus kommen auch blaue Hornblenden vor.) Gelegentlich sind noch Feldspateinsprenglinge als Relikte des ursprünglichen Eruptivgesteins zu finden. Heute ist von diesen interessanten Aufschlüssen fast alles verfallen, die Exkursionsteilnehmer konnten aus der Schutthalde noch die verschiedenen Gesteinsproben sammeln.

Als weiterer Aufschluß wurde der Steinbruch in den Grünschiefern bei Mohr's Mühle bei Vockenhausen nördlich von Epstein (Bl. Königstein) besucht. Dieser Aufschluß war früher zur Zeit der Aufnahme der Taunusblätter und der petrographischen Untersuchungen der Taunusgesteine ein kleiner Bruch aus früherer Zeit, der damals schon ganz verwachsen war. Heute ist ein frischer, ganz großer Steinbruch an dieser Stelle entstanden. Er zeigt die Grünschiefer und in diesen Einlagerungen von Sericitgneis. Die Zusammensetzung des Grünschiefers ist die gleiche wie die oben beschriebene. Es treten darin kleine Linsen und Knauern von Quarz auf, auf denen man auch Epidot finden kann. Von der Exkursionsteilnehmern wurden eine ganze Anzahl solcher Stücke gefunden, die ein blaßrosa gefärbtes Mineral in den Quarz eingesprengt zeigten. W. SCHAUF, der Mineraloge des Senckenbergischen Museums, hat früher einige winzige Stückchen dieses Minerals bereits finden können und hatte sie als Axinit angesprochen. Das neugefundene reichhaltige Material scheint nach seinem Aussehen diese Diagnose zu bestätigen. Heute wird eine eingehende Untersuchung dieses Vorkommens möglich sein. Dadurch würde ein ganz neues Licht auf die Frage der Stoffzufuhr bei der Metamorphose geworfen. Außer diesem Mineral wurden verschiedene Kupferminerale wie Malachit u. a. noch näher zu bestimmende neu gefunden. Sie treten auf sekundären Klüften auf und sind für die Taunusgesteine etwas Fremdes. Wahrscheinlich handelt es sich um Spuren eines Kupfervorkommens, wie sie häufiger im Taunus und nördlichen Taunus zu finden sind. Auch dieses Material harrt einer eingehenden mineralogischen Untersuchung. Die in die Grünschiefer eingelagerten Sericitgneislagen entsprechen petrographisch durchaus den Quarzkeratophyren. Man findet reichlich Quarze als Einsprenglinge und als vorherrschendes metamorphoses Mineral Sericit. Daneben gibt es in diesen Einlagerungen aber auch gelbgrüne, sich fettig anfühlende Schiefer, die fast an Talkschiefer erinnern. Die Analyse eines solchen Gesteines zeigt einen auffallend hohen Magnesiagehalt neben einem hohen Kaliegehalt. Es liegt nahe, bei diesem auffallenden Mineralbestand und der ebenso auffallenden Analyse an einen Stoffaustausch mit den umgebenden Grünschiefern zu denken. Dasselbe gilt von dunkelblauviolettten Schiefen, die man an der Grenze gegen die Grünschiefer in diesen Sericitgneiseinlagerungen finden kann. Das Mikroskop zeigt Übereinstimmung mit den Sericitschiefern und als Grund für die ungewöhnliche Farbe ein reichliches Auftreten von Eisenglanzstäfelchen. Solche Sericitgneiseinlagerungen in den Grünschiefern kommen unter gleichen Verhältnissen auch noch an anderen Stellen im Taunus vor. Überall sind die Verbandsverhältnisse der Gesteine so, daß an saure Schlieren im Grünschiefer zu denken ist. Vor einem der Exkursionsteilnehmer wurde es für möglich gehalten, daß es sich um tektonische Einfaltungen handeln könne. Der neuentstandene große Aufschluß wird künftigen Forschern die Möglichkeit bieten, diese Frage zu studieren. Dasselbe gilt auch von der Neuauffindung des axinitähnlichen Minerals und den Kupfererzen.

Zweitägige Exkursion im Vogelsberg

Von

E. LEHMANN und W. FLÖRKE

Gießen

Mit einer zweitägigen Lehrwanderung im Vogelsberg unter Führung von W. FLÖRKE und E. LEHMANN fand die Jahresversammlung 1948 der Mineralogischen Vereinigung ihren Abschluß. Als die Aufforderung zur Übernahme der Vorbereitungen dieser Exkursion an uns erging, vermochten wir uns einiger Bedenken nicht zu erwehren, daß dieses mineralogisch und petrologisch immerhin nicht sonderlich mannigfaltige und etwas abseits der aktuellen Probleme unserer Wissenschaft liegende Gebiet größeres Interesse finden werde. Die Zahl von 50 Teilnehmern, davon leider nur drei aus der Ostzone, belehrte uns eines Besseren; sie erreichte nahezu das Dreifache der letzten Vogelsbergfahrt der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft im Jahre 1929, die der beste Kenner des Vogelsberges in unserer Zeit, der 1932 verstorbene Oberbergrat und Landesgeologe W. SCHOTTLER führte (vgl. diese Fortschritte Bd. 14, 1929, S. 107 bis 114).

Es hat sich gezeigt, daß alte und viel erörterte Fragen auch heute ihren Reiz noch nicht verloren haben und daß erfreulicherweise insbesondere unsere jüngeren Fachgenossen bestrebt sind, die klassischen Mineral- und Gesteinsvorkommen kennenzulernen, auch wenn sie mehr oder weniger außerhalb ihrer speziellen Arbeitsbereiche liegen. Die leider oft durch den Zwang des Programms eingeschränkten Diskussionen im Aufschluß sowie die rege Sammeltätigkeit haben uns aber auch dahingehend belehrt, daß manches Problem, vom heutigen Stand unserer Wissenschaft aufs neue befruchtet und mit moderner Methodik angefaßt, vielversprechend erscheint. So möchten wir hoffen, daß Anregungen für die Untersuchungen in den jeweiligen eigenen Arbeitsgebieten und bei dem einen oder anderen Teilnehmer auch wohl ein Anreiz zur Beschäftigung mit den Problemen des Vogelsberges von diesen beiden Tagen ausgehen mögen. Wenn auch der Hoherodskopf am ersten Exkursionstag sich in seiner traditionellen Vernebelung präsentierte und wir uns den Rundblick vom Taufstein (774 m M.-H.) aus versagen mußten, so dürfte doch die Fahrt dieser beiden Tage durch die herbe, wald- und wiesenbedeckte Basaltlandschaft dank ihrer vielfältigen morphologischen Gliederung und der Schönheit der in wechselvoller Beleuchtung sich darbietenden Ausblicke ihren ästhetischen Reiz nicht verfehlt und in der Erinnerung ein freundliches Bild hinterlassen haben.

Die erste Tagesfahrt, zu der die von Frankfurt eintreffenden Teilnehmer und die von Gießen kommenden Exkursionsführer sich bei dem in 3 Etagen abgebauten NICKEL'schen Steinbruch in Oberwiddersheim zusammenfanden, führte durch den südlichen Teil des Vogelsberges über Salzhausen—Häuser Hof—Nidda—Michelnau auf den Hohen Vogelsberg (Hoherodskopf und Bilstein) und zurück über Ortenberg nach Frankfurt.

Am Eingang zum Widdersheimer Basaltbruch gab FLÖRKE an Hand einer morphologischen und einer geologischen Übersichtskarte (ROTH's Spezialkarte von Hessen-Nassau usw. 1 : 200 000, Verlag Emil Roth, Gießen; Geologische Karte der Provinz Hessen-Nassau und des Staates Hessen, bearbeitet von Dr. H. MICHEL und Dr. J. WAGNER, Verlag Braun, Eschwege, 1 : 300 000) einen allgemeinen Überblick

über den morphologischen und geologischen Bau des Vogelsberges unter gleichzeitigem Hinweis auf die historische Entwicklung der geologischen Auffassungen und auf die Umdeutung insbesondere der vulkanologisch-tektonischen Verhältnisse durch KLÜPFEL in den letzten Jahren. TASCHÉ (1859) sah im Vogelsberg einen Erhebungskrater, LEPSIUS (1892) deutete ihn als Vulkan vom Ätnatypus, MÜNSTER (1905) zog die hawaiischen Schildvulkane zum Vergleich heran. Erst verhältnismäßig spät setzte sich die Erkenntnis durch, daß es sich um eine Ruine eines Vulkangebirges handelt, dessen ursprünglich durch vulkanische Erscheinungen angelegte Züge durch spätere Zerstörung und Abtragung völlig verwischt und ausgelöscht sind.

Man erkannte u. a., daß die Erhebung des Vogelsberges gar nichts mit vulkanischer Aufschüttung zu tun hat, sondern tektonisch bedingt ist. Wir wissen heute, daß der Hohe Vogelsberg einen Horst darstellt, in dem der Untergrund von einem nicht allzu dicken (etwa 100 m) Basaltpanzer verhüllt ist.

Heute stehen sich in der Erklärung zwei Auffassungen gegenüber. Während SCHOTTLER nur Effusionen zulassen will, hat KLÜPFEL versucht, die Basalte ausschließlich als Intrusionen zu erklären, eine Auffassung die SCHOTTLER nur in einzelnen Fällen gelten läßt. Er kennt vor allem Lavaströme, die er besonders am Westgehänge verfolgt hat, so den Vockenrain-Erguß und den Schotten—Nidda-Erguß, deren Längserstreckung rund 15 km beträgt. Damit vermag er aber nicht auszukommen und muß auch Überlaufkuppen annehmen. Als solche faßt er die gewaltige Basaltmasse bei Oberwiddersheim auf, deren größte Mächtigkeit rund 40 m beträgt. SCHOTTLER hat an zahlreichen Stellen Zufuhrkanäle nachgewiesen, und zwar besonders im Gebiet des hohen Vogelsberges. Sie haben meist rundlichen Querschnitt, doch treten auch gangförmige Gebilde auf wie der Bilstein beim Busenborn. Sie sind oft linear aufgereiht, woraus der Schluß zu ziehen ist, daß sie auf Spalten sitzen. Die bedeutendsten dieser Spalten sind NS orientiert, andere weisen hercynische Richtung auf. Zahllos sind die Schlote in der Umgebung des Vogelsberges, wo ihre Füllmasse, bei der Abtragung herauspräpariert, zur Bildung kegelförmiger Berge Veranlassung gegeben hat.

SCHOTTLER hat seine Arbeiten vor rund 40 Jahren begonnen. 1908 erschien seine erste große zusammenfassende Darstellung über die Basalte der Umgegend von Gießen. Aufnahmen auf dem Blatt Allendorf und Gießen führten ihn zu einer Gliederung der Basalte nach Kieselsäuregehalt und Ausscheidungsfolge in „Basalte im engeren Sinne“ und „Trappe“. Eine basische Hauptgruppe mit 42,2—44,5% und eine saure mit 48,8 bis 53,5% SiO_2 wurde unterschieden. Diese Gruppen findet er in zeitlich voneinander getrennten Ergüssen als B_1 , BT_2 , B_3 und BT_4 . Damit ist seine Methodik für die folgenden Jahrzehnte festgelegt. Er sucht bei seinen späteren Kartierungen Ergußphasen mit ihrem Wechsel von sauren und basischen Gesteinen auch auf den anderen Blattgebieten, und sein Schüler DIEHL, der im Norden kartierte, folgt ihm darin. Es gelingt SCHOTTLER, solche Ergußphasen allenthalben zu finden und zu trennen, aber es gelingt ihm nicht, sie mit denen der Gießener Gegend restlos zu parallelisieren. Er findet außerdem im vorderen Vogelsberg eine Vorphase in der Laubacher Gegend und erkennt, daß die Ausbruchstätigkeit im Vogelsberggebiet zeitlich und örtlich starkem Wechsel unterworfen war. Er muß mittelsaure Typen aussondern, von denen er den Nachweis versucht, daß sie entweder zur basischen oder zur sauren Gruppe zu stellen sind, weil sie schlierig in typischen Ergüssen der einen der beiden Gruppen auftreten. Aber er findet ebenso, wenn auch vereinzelt, Gesteine, die Schlieren in beiden bilden. So kompliziert sich das Bild und seine erste einfache Konzeption wird durch Hineinarbeitung zusätzlicher Annahmen und Auffassungen immer verwickelter in ihrer Darstellung. SCHOTT-

LER's Verdienst bleibt die erste gründliche petrographische Durchforschung des Basalts und der erste Versuch einer eingehenden Analyse des vulkanischen Baus. Was an tatsächlichen exakten petrographischen und feldgeologischen Beobachtungen vorliegt, behält seinen Wert, auch wenn wir es aus der hypothetischen Verknüpfung seiner Auffassung herauschälen. Die petrographische Durchforschung aber ist keineswegs abgeschlossen, sie bedarf im Gegenteil einer erneuten Belebung. Es muß versucht werden, durch Anwendung moderner petrographischer Methoden der Klassifizierung zu einer neuen besseren Ordnung der Gesteine des Vogelsberges zu kommen und damit das vulkanologische Geschehen weiter zu erhellen. Es muß ferner durch eingehende petrographische Analyse die KLÜPFEL'sche Theorie auf ihre Stichhaltigkeit überprüft werden. Denn daß es sich hier um den Versuch einer neuen Konzeption zur Deutung der Tatsachen handelt, kann nicht bestritten werden. Nun bleibt festzustellen, ob die petrographischen und chemischen Tatsachen die Theorie rechtfertigen. Damit tritt die Erforschungsgeschichte des Vogelsberges in ein neues Stadium ein.

Anschließend machte LEHMANN in Ergänzung seiner bereits auf der Tagung gegebenen Ausführungen nochmals auf die magmatischen Beziehungen der zahlreichen von SCHOTTLER unterschiedenen Basalttypen aufmerksam. SCHOTTLER's Hauptgliederung in eine als Trapp bezeichnete saure, dem normalen Plateaubasalt-Typus (World-Plateau type) analoge bzw. dem tholeiitischen Magmatypus im Sinne von W. Q. KENNEDY zu unterstellende Gruppe, eine mittelsaure („Trappbasalte“) und eine basische Gruppe (Basalte i. e. S., nach KENNEDY dem olivinbasaltischen Magmentypus zugehörig), läßt sich allein auf Grund des SiO_2 -Gehaltes nicht durchführen. Schon die molekular normative Zusammensetzung der analysierten Vogelsbergbasalte bringt das zum Ausdruck. Die „mittelsauren“ Vertreter Nr. 2 und 3 der nachstehenden Tabelle 1 gehören zur tholeiitischen Gruppe, während Nr. 4 trotz der Übereinstimmung

Tabelle 1. SiO_2 -Gehalt und Azidität ($\text{Px} = \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + (\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$; $\text{Mt} = \text{Fe}_3\text{O}_4$).

Nr.	Ort	SiO_2 Gew. %	Or	Ab	An	Ne	Px	Ol	Mt	Ru	Q
1	Londorf.	49,08	5,8	30,8	18,5	—	25,6	11,2	6,8	1,3	—
2	Ob.-Widdersheim .	47,02	4,7	11,3	38,8	—	39,7	—	3,0	1,6	0,9
3	Zwischen Rixfeld und Schadges . .	45,89	5,8	20,8	21,8	—	44,4	1,2	4,4	1,6	—
4	Altenberg bei Lauterbach. .	49,16	6,3	28,7	19,4	1,9	21,5	15,2	5,6	1,4	—
5	Nußberg b. Röthges	47,62	8,5	23,5	21,0	1,2	21,5	19,0	3,4	1,9	—
6	Kohlhag b. Schotten	46,29	7,3	21,0	18,2	6,9	19,4	22,6	3,6	1,5	—

im SiO_2 -Gehalt erheblich basischer als Nr. 1 ist und nicht zum tholeiitischen Typus bzw. Trapp gerechnet werden kann. Es ist also nicht unbedenklich, SiO_2 allein oder in Kombination mit der Ausscheidungsfolge der Mineralkomponenten zur Koordinierung der Basalte oder zur Festlegung der Altersbeziehungen zu verwenden, wie dies teilweise geschehen ist.

Der mittlere Chemismus des Vogelsberg-Trapps stimmt weitgehend überein mit dem tholeiitischen Typus der Insel Mull und dem Mittel der Dekkanbasalte nach

WASHINGTON, wie aus Molekularbasis und Molekularnorm in Tabelle 2a und 2b hervor-
geht.

Tabelle 2a. Molekularbasis für den mittleren tholeiitischen und olivinbasaltischen
Basalt des Vogelsberges, verglichen mit den Basalttypen der Insel Mull, des Dekkans
und der Nord-Nyassa-Vulkane ($Cs = Ca_2SiO_4$; $Fs = Fe_2SiO_6$).

	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Ru	Q	L	M	Q	π	γ
Mull:														
tholeiit. Typus	5,7	15,5	13,4	6,0	9,2	10,9	4,2	1,5	33,6	34,6	31,8	33,6	,40	,20
Dekkan (Mittel- Washington)	4,5	14,8	14,6	6,7	11,6	12,3	3,5	1,4	32,4	32,1	35,5	32,4	,45	,19
Vogelsbg. Trapp (Mittel 10 Anal.)	3,7	13,5	16,6	4,1	19,7	8,9	3,8	1,4	28,3	33,8	37,9	28,3	,49	,11
Mull: ol. bas. Typ.	1,9	13,6	17,8	5,2	18,8	11,1	3,8	2,0	25,8	33,3	40,9	25,8	,53	,17
Nyassa: Essexitb.	4,3	15,2	18,5	4,9	17,6	11,1	4,4	1,4	22,6	38,0	39,4	22,6	,49	,13
Nyassa: Atlantit (Mittel 6 Anal.)	5,2	17,2	14,7	9,1	17,7	9,6	5,2	1,8	19,5	37,1	43,4	19,5	,40	,22
Vogelsbg. Basalt (Mittel 20 Anal.)	4,9	14,4	14,4	6,6	25,0	8,7	4,4	1,7	19,9	33,7	46,4	19,9	,40	,20

Tabelle 2b. Molekularnorm für den mittleren tholeiitischen und olivinbasaltischen
Basalt des Vogelsberges und für die Vergleichsgebiete der Tabelle 2a ($Di = CaMgSi_2O_6$;
 $Px = (Mg, Fe) SiO_3$; $Mt = Fe_3O_4$).

	Or	Ab	An	Ne	Di	Px	Ol	Mt	Ru	Q	Feld- spat	Neph.	Ma- fite
Mull: tholeiit. Typus	9,5	25,8	22,4	—	18,0	16,0	—	4,7	1,5	2,6	57,7	—	39,7
Dekkan (Mittel- Washington)	4,5	24,7	24,3	—	17,7	22,7	—	3,5	1,4	1,2	53,5	—	45,3
Vogelsberg Trapp (Mittel 10 Anal.)	6,2	22,5	27,7	—	11,1	19,2	8,1	3,8	1,4	—	56,4	—	43,6
Mull: ol. basalt. Typus	3,2	22,7	29,7	—	13,8	7,6	17,2	3,8	2,0	—	55,6	—	44,4
Nyassa: Essexitbasalt . .	7,2	16,0	30,8	5,6	12,9	—	21,7	4,4	1,4	—	54,0	5,6	40,4
Nyassa: Atlantit (Mittel 6 Anal.)	8,7	7,0	24,5	13,0	24,2	—	15,7	5,2	1,7	—	40,2	13,0	46,8
Vogelsberg Basalt (Mittel 20 Anal.)	8,2	12,0	24,0	7,2	17,6	—	24,9	4,4	1,7	—	44,2	7,2	48,6

Das Mittel der „mittelsauren“ und „basischen Basalte“ des Vogelsberges ent-
spricht dagegen im wesentlichen dem olivinbasaltischen Magmentypus. Berücksichtigt
man die bei den Nord-Nyassa-Basalten festgestellte Heteromorphiebeziehung Albit
+ Anorthit + Olivin \rightleftharpoons Augit + Nephelin, so steht es zwischen dem der linken Seite
der Gleichung entsprechenden Essexitbasalt und dem durch die rechtsseitige Mineral-

assoziations charakterisierten Atlantit. Gegenüber dem olivinbasaltischen Magmatypus auf Mull erscheint das Mittel des Vogelsberg-Basalts etwas stärker femisch. Im einzelnen betrachtet, ist aber auch unter den Vogelsbergbasalten essexitbasaltische und atlantitische Ausbildung vertreten. Genannt sei etwa als Beispiel für erstere der von SCHOTTLER dem Hochwert-Typus zugeordnete „körnige Basalt“ westlich der Kuppelwiese bei Hof Dreihäusen ($\text{SiO}_2 = 44,55$) mit der Molekularnorm

Or	Ab	An	Ne	Di	Ol	Mt	Ru	Q		Feldspat	Nephelin	Mafite
9,7	18,3	32,7	2,6	3,3	28,3	3,8	1,3	—		60,7	2,6	36,7

als Beispiel für letztere der von SCHOTTLER zum Typus Steinbach gestellte „körnige Basalt“ von der Höhe 1,5 km südlich Garbenteich ($\text{SiO}_2 = 43,60$) mit der Molekularnorm

Or	Ab	An	Ne	Di	Ol	Mt	Ru	Q		Feldspat	Nephelin	Mafite
11,3	14,3	16,0	6,7	27,0	18,2	5,0	1,5	—		41,6	6,7	51,7

Beide Ausbildungsarten sind durch Zwischenglieder miteinander verbunden. Ebenso läßt sich vom tholeiitischen Basalt jeweils eine Reihe zum Essexitbasalt und eine solche zum Atlantit aufstellen. Innerhalb der tholeiitischen Vertreter finden sich die unterscheidenden Merkmale normativ ebenfalls, wenn auch weniger klar angedeutet.

Mit diesen hier kurz dargelegten Beziehungen gewinnen die Vogelsbergbasalte allgemeineres Interesse für eine Klärung der Frage ob zwei basaltische Stammagmen anzunehmen sind, deren eines, das tholeiitische, durch Differentiation andesitische und rhyolitische Gesteine liefert, d. h. die Entwicklung der Alkalikalkgesteine ermöglicht, während vom andern, dem olivinbasaltischen, auf dem Wege über Trachyandesit und Trachyt zum Phonolith die Entwicklung der Alkaligesteine sich ableitet (KENNEDY), oder ob ein einziges derartiges Magma zur Erklärung der Mannigfaltigkeit basaltischer Gesteine und zur Herleitung pazifischer bzw. atlantischer Tendenzen ausreicht (NIGGLI, R. A. DALY, BOWEN u. a.). Unter Berücksichtigung der einheitlichen tektonischen Verhältnisse (Bruchtektonik) sprechen die vorhandenen chemischen Analysen für die zweite Annahme. Jedenfalls vermöchte der Vogelsberg wertvolle Unterlagen für die Verfolgung des hier berührten Problems zu liefern.

Von Ober-Widdersheim ging die Fahrt zu den bekannten Vorkommen des trachytischen Phonoliths über Häuser Hof bei Salzhausen, der eine molekularnormative Zusammensetzung ergibt von

Or	Ab	An	Ne	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	$(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$	Mt	Ru	Q
35,5	50,3	6,8	2,7	1,5	0,7	2,2	0,3	—

Weitgehend analoge Gesteine treten an mehreren Stellen im Vogelsberg auf (Flösser Schneise am Hoherodskopf; zwischen Rehberg und Herchenheimer Höhe). Diese der frühesten (nach SCHOTTLER Aquitan, nach KLÜPFER Mittelchatt) magmatischen Phase des Gebiets angehörenden leukokraten Gesteine unterstreichen den atlantischen Charakter des tertiären Magmatismus, der sich zudem in einer Reihe von Nephelinbasalten (15—20% molekularnormativer Nephelin), vor allem aber auch in den noch nephelinreicheren und zumeist recht grobkörnigen Differentiationsprodukten des basaltischen Magmas ausprägt. Diese schlierig und gangförmig im Basalt auftretenden Gesteine (das bekannteste Vorkommen ist der „Nephelinit“ südlich Meiches) bedürften sehr einer neueren Untersuchung. Die einzige vorliegende, auf das Vorkommen bei Meiches bezügliche Analyse aus dem Jahr 1865 (KNOP) ist völlig unzureichend.

Anschließend wurde der in einem Steinbruch an der Alteburg bei Nidda aufgeschlossene basische Basalt besucht, der außer Olivinknollen eine große Mannigfaltigkeit an Einschlüssen der Untergrundgesteine, z. T. mit ausgezeichneten Reaktionserscheinungen aufweist, auch sie ein dankbares Objekt künftiger Untersuchung. Der Aufschluß bot ferner zur Diskussion des Sonnenbrand-Problems Anlaß.

Die in dem zersetzten Basalt am Ziegelberg bei Nidda angelegten Keller, eine klassische Fundstelle von Chabasit und Phillipsit, sind leider heute größtenteils ausgemauert. In überaus dankenswerter Weise hatten auf unsere Bitte hin der Bürgermeister von Nidda und Studienrat Dr. KRAFT einen Kellereingang abräumen lassen, so daß reichlich Material zur Verfügung stand und lediglich die Größe der Rucksäcke dem Drang zum Sammeln Beschränkung auferlegte.

Bei Michelau erweckte nicht nur das einzigartige Schlackenagglomerat, sondern auch die technische Anlage des Steinbruches lebhaftes Interesse. Auf die äußere, d. h. abgesehen vom stofflichen Charakter bestehende Analogie des Gesteins mit dem agglomeratischen Quarzporphyrtuff der Gegend von Rochlitz machte Prof. SCHEUMANN aufmerksam. Über den petrographischen Charakter des Gesteins existieren bislang nur kurze Angaben von STRENG (1878); es wird darin lediglich blasig-schlackiger Basalt als Komponente genannt, größtenteils verkittet durch zeolithisches Material. Zeolithe (vorwiegend Chabasit) finden sich auch auf den Innenwänden der Blasen.

Die Nachmittagsrast im Klubhaus des Vogelsberg-Höhenklubs auf dem Hoherodskopf wurde durch eine Wanderung zu der steil aufragenden Felsmasse des Bilsteins unterbrochen. Nur wenige Exkursionsteilnehmer zogen angesichts des Nebels und der nassen Wiesen eine etwas ausgiebigere Ruhepause vor. Als senkrechtstehende Felsmauer ragt der etwa N—S streichende, aus vertikal gestellten Platten eines tholeiitischen Basalts aufgebaute, mächtige Gang aus einer mit Löß erfüllten Senke empor. Das Gestein ist durch Polarmagnetismus ausgezeichnet. Von den imposanten Felszacken aus öffnete sich den Besuchern ein reizvoller Blick in die Parklandschaft der flachen Talwannen des Hohen Vogelsberges und bot sich darüberhinaus eine, allerdings durch Dunstschleier stark verhüllte Sicht in die Wetterau, zu den Taunushöhen und zu dem morphologisch stark gegliederten Waldgebiet des Hessischen Hinterlandes.

Der Besuch des großen Steinbruchs am Gaulskopf bei Ortenberg im Niddertal zeigte ein Vorkommen aus tholeiitischem Basalt, größtenteils ausgezeichnet durch dünn-säulige Absonderung. Die Säulen dieser mächtigen Schlotfüllung zeigen im großen und ganzen die charakteristische Meilerstellung. Sie wird stellenweise unterbrochen durch gangförmige Nachschübe, die dann grobsäulige bzw. massige Ausbildung aufweisen.

Der zweite Exkursionstag führte in den nordwestlichen Teil des Vogelsberges und wurde mit der Besichtigung eines Tagebaues auf Basalteisenstein der Gewerkschaft Luise (Vereinigte Stahlwerke) bei Mücke eingeleitet. Bergwerksdirektor SORG gab zunächst einen kurzen Überblick über die technischen und wirtschaftlichen Verhältnisse dieser einzigartigen Eisenerzvorkommen, deren Fe-Gehalt von rund 10% im Roherz auf ca. 44% im aufbereiteten Erz angereichert wird. Die anschließende Begleitung des schönen Aufschlusses vermittelte nicht allein instruktive Einzelbeobachtungen, von denen nur die modellartig ausgebildeten Erscheinungen der Diffusion und rhythmischen Fällung um unzersetzte Basaltkerne erwähnt seien, sie bot auch Anlaß zu erneuter Diskussion der Genesis. LEHMANN neigte zu der Auffassung, daß aszendierende postvulkanische Dämpfe und Lösungen die Zersetzung des Basaltes bewirkten, deszendierendem Wasser dagegen wahrscheinlich eine Verfrachtung und lagenweise

Anreicherung der Eisenhydroxyde zuzuschreiben sei. LEHMANN begründete die Auffassung mit der Lokalisierung der Ausfüllungen und der Bindung der heutigen Lagerstätten an tektonische Störungslinien, die den Exhalationen günstige Aufstiegsbahnen darboten. SCHNEIDERHÖHN vertrat demgegenüber die Ansicht der reinen Oberflächenverwitterung des Basalts durch deszendierende Wässer unter besonderen klimatischen Bedingungen. In einer offenen Savannenlandschaft wurde die Oberfläche unter den Einflüssen eines subtropischen Wechselklimas von lateritischen Zersetzungsprodukten verhüllt. Die Bauxitvorkommen des Vogelsberges stellen zusammengeschwemmte Reste dieser Lateritdecke dar. In Flußtälern, die von Galeriewäldern (solche Galeriewälder sind aus heutigen Steppengebieten, z. B. der Kalahari, als schmale, die Flußläufe begleitende Streifen bekannt) begleitet wurden, fanden von der Lateritbildung abweichende Zersetzungs Vorgänge statt. Unter dem Einfluß von Humussubstanzen wurde das Eisen des Basaltzersatzes in lösliche Form übergeführt und nach unten verfrachtet, wo es beim Absinken des Grundwasserspiegels, das im Verlauf des Wechsels der klimatischen Bedingungen eintrat, zur Ausscheidung kam und sich auf Klüften und in Zwischenräumen in Form von Brauneisenstein anreicherte. Die von der Natur auf diese Weise vorbereitete Aufbereitung und Anreicherung des Basalteisens wird vom Menschen durch Waschen des Erzes zu Ende geführt. In technisch vollkommenen Wäschereien wird das Roherz in einem Arbeitsgang in Konzentrat und Schlämme getrennt, letztere zum Absetzen in Schlammteiche abgeführt. Maschinelle Methoden ermöglichen den wirtschaftlichen Abbau eines Erzvorkommens, dessen Eisengehalt nicht höher ist als der des ursprünglichen Basalts (rund 10 %).

Anschließend wurde ein z. Zt. im Abbau befindliches Vorkommen sekundär umgelagerten Bauxits bei Stangenrod besichtigt. Knollen von Bauxit sind ungleichmäßig in einer roten tonigen Masse verteilt. Der Anteil an stückigem Material beträgt etwa 13 %. Die Zusammensetzung des Fördergutes ist naturgemäß schwankend. Die Analyse des Jahresdurchschnitts (1947) ergab für das Rohgut (I) und für den stückigen Bauxit (II):

	I	II
Al_2O_3	36,3	45,0
Fe_2O_3	24,7	27,0
SiO_2	16,5	6,6
TiO_2	4,8	5,5
Glühverlust	17,4	Rest Glühverlust

Trotz betrieblicher Schwierigkeiten hatten die Didier-Werke in entgegenkommender Weise eine Besichtigung der Werksanlagen gestattet. Herr Direktor STOLLENWERK und Herr Dr. KRATZERT übernahmen selbst die Führung durch den der Herstellung von Silica- und Magnesitsteinen dienenden Betrieb. Sie vermittelte, ausgehend von den verschiedenen Rohmaterialien, ein anschauliches Bild von den verschiedenen Fabrikationsstufen (Mahlen, Mischen, Formen, Brennen), deren theoretische Grundlagen abschließend durch einen Vortrag von Dr. KRATZERT erläutert wurden.

Der Betrieb verdankt seine Entstehung einem Quarzitvorkommen der näheren Umgebung, benutzt aber heute zumeist Tertiärquarzite anderer Herkunft. Von den Tertiärquarziten eignen sich vor allem die sogenannten Zementquarzite für die Verarbeitung, während die körnigen Varietäten wenig geeignet sind. Die Fabrikation hat den im System SiO_2 herrschenden verwinkelten Verhältnissen Rechnung zu tragen; 7 Kristallarten: 2 Quarz-, 3 Tridymit- und 2 Cristobalitmodifikationen sind darin zu

unterscheiden. Ihre Umwandlungen sind z. T. von erheblichen Volumänderungen begleitet; so nimmt das Volum bei der Umwandlung von α -Quarz in α -Cristobalit um rund 15% zu. Das ergibt interessante Probleme der praktischen Mineralogie und stellt den Techniker vor Aufgaben, die eine sehr sorgfältige Kontrolle aller Arbeitsvorgänge und eine genaue Planung der ganzen Fabrikation verlangen.

Die liebenswürdige Einladung zu einer trefflichen Erbsensuppe wurde trotz des in Beuern vorbereiteten Mittagmahles mit Beifall und Dank angenommen.

Dem tholeiitischen Basalt vom Typus des Londerfer Trapps, der im Volksmund als Lungstein bezeichnet wird, galt der Besuch eines kleinen Steinbruchs unmittelbar östlich von Beuern. Wie beim Londerfer Gestein findet sich auch hier in den Vakuolen vielfach Ilmenit und Feldspat in frei gebildeten Kriställchen.

An das programmäßige Mittagessen in Beuern schloß sich dann noch die Besichtigung des Kieselgurvorkommens im Pfarrwäldchen westlich Beuern an, wo nicht wenige Mineralogen ihr geologisches Herz entdeckten und eifrig Blätter- und Fischabdrücke sammelten. Die Kieselgurablagerung erfolgte in einem vulkanischen Maar, dessen Tuffwall durch den Betrieb heute z. T. freigelegt ist.

Mit dem Basalt eines Aufschlusses im Felstuff des Hohberges nördlich Grossen-Buseck nahm die Exkursion Abschied vom Vogelsberg. Das von KLIPPEL beschriebene Gestein (1923) enthält Knollen aus Olivin, Olivin + Enstatit, Olivin + Enstatit + Spinell, Olivin + Enstatit + Diopsid, Augit, Augit + Plagioklas (Labrador-Bytownit), seltener Hornblende bzw. Hornblende + Augit, außerdem treten darin Einschlüsse verschiedenartiger Gesteine des Untergrunds auf, so tertiäre Zement- und Sandstein-quarzite, Buntsandstein, karbonatische und devonische Tonschiefer, Kalke, Dolomite und Quarzite. Auch je ein Einschuß eines essexitischen Gesteins und eines graphithaltigen kristallinen Schiefers sowie Einschlüsse von Quarz-Feldspatgesteinen werden erwähnt, welche letztere teils mit feldspatisierten Teilen von Quarzgängen, teils mit Diorit, Gneis oder gneisähnlichen Metamorphiten identifiziert werden.

Den Abschluß der Exkursion und zugleich der Tagung bildete ein Besuch des LIEBIG-Realgymnasiums in Gießen. Hier zeigte Dr. FLÖRKE durch eine Ausstellung von Lehrmitteln für den Mineralogie-Unterricht an der Höheren Schule in überaus eindrucksvoller Weise, wie sich das mineralogische Stoffgebiet in den Schulunterricht einbauen und lebendig gestalten läßt. Das vielseitige, mit einfachsten Mitteln und zum Teil von den Schülern selbst geschaffene Anschauungsmaterial (Kristallmodelle, Kristallzüchtungen, Kristallmessungen), die Versuchseinrichtungen zur Demonstration der Entstehung von Quellen und Schichtvulkanen, zur Veranschaulichung der chemischen Verwitterung, zur Erläuterung der Erzaufbereitung, zur Nachbildung vulkanischer Gläser; die umfassenden Schau- und Übungssammlungen sowie die instruktiven bildlichen Darstellungen boten auch den Hochschullehrern vielfache Anregung für die Gestaltung des mineralogischen Unterrichts, zumal in der heutigen Zeit, wo der Bedarf an Lehrmitteln groß ist, deren Beschaffung aber aus verschiedenen Gründen auf Schwierigkeiten stößt. Dafür sowie für die Förderung des Interesses am Mineral und Gestein bei Lehrern und Schülern sind die Fachmineralogen Herrn Dr. FLÖRKE dankbar.

Beiträge zur Schwermineral-Analytik

Von

H. SCHUMANN

Göttingen

Mit 8 Abbildungen und 3 Tabellen im Text

Inhaltsübersicht

Seite

I. Einleitung. Gruppen der Schwerminerale, Karbonate, Sulfate, Sulfide, Oxyde, Silikate, Übrige	79—82
II. Aufbereitung. Entfernung der Karbonate, Sulfide und Sulfate . . .	83—85
III. Menge der Schwerminerale. Absolute Zahlenwerte aus Sanden, Sandsteinen, Böden, Geschiebemergeln, Tonen, Kalken. Umrechnungsfaktor: Volumprocente-Gewichtsprocente. Genetische Bedeutung der Schwermineralmenge	85—89
IV. Optische Untersuchung	89—103
1. Opake Minerale. Mikroskopische Erfassung der Magnetitgruppe. Häufigkeit der opaken Schwerminerale überhaupt	89—91
2. Durchsichtige Minerale	91—103
a) Allgemeines. Natürliche Auslese. Mikroskopische Bestimmungsmittel. Fehlergröße	91—93
b) Spezielle Angaben über einzelne Schwerminerale. Granat. Rutil. Zirkon. Anatas. Turmalin. Korund. Apatit. Staurolith. Bronzitreihe. Epidot. Olivin. Glimmer. Titanit. Disthen	93—103
V. Benutzte Schriften	104

I. Einleitung

Beim Vergleich von Sedimenten untereinander hat sich deren Gehalt an Mineralen vom spezifischen Gewicht über 2,9 in vielen Fällen als gutes Charakteristikum erwiesen. Obwohl sich solche Minerale in allen Korngrößenfraktionen vorfinden, führt praktisch die Erfassung der „Schwerminerale“ der gröberen Korngrößen (1,0—0,01 mm) zu Ergebnissen, die für den meist

angestrebten Zweck — d. i., wie C. W. CORRENS (1) hervorhebt, der Nachweis, daß das Material von zwei verschiedenen Stellen eines sedimentären Horizontes demselben Bildungsvorgang seine Entstehung verdankt — bereits ausreichend sind. Das wird namentlich dann der Fall sein, wenn das Sediment stark aufbereitet, also gut sortiert ist. Es nähert sich dadurch dem idealisierten Fall, daß nur noch eine Korngrößenklasse vorhanden ist, bei dem ein Vergleich der Schwerminerale natürlich ohne jedes derartige Bedenken geschehen kann. Aber auch in weniger gut sortierten Sanden findet sich die Hauptmasse der Schwerminerale meist innerhalb eines Korngrößenbereiches von relativ geringem Umfang. Die Korndurchmesser z. B. der Granaten und Magnetite in den Sanden, die W. v. ENGELHARDT (2) vermessen hat, liegen zwischen 0,1 bis 0,3 mm. Auch aus den Agaben von W. SCHEIDHAUER (3, S. 490) geht hervor, daß nahezu der gesamte Schwermineralgehalt in diese Größenklasse fällt; man erfaßt diesen daher ohne Zentrifugieren bereits durch die übliche Abtrennung mit Bromoform im Scheidetrichter (vgl. I, S. 3) obwohl dabei feinste Korngrößen in Schwebelassen bleiben, praktisch vollständig. Es ist jedoch zu betonen, daß man sich bei jeder Probe von der Korngrößenverteilung der Schwerminerale überzeugen muß. In vielen Sedimenten sind es andere Korngrößen als diejenigen zwischen 0,1 bis 0,3, die das Maximum an Schwermineralen enthalten. In gröberen Fraktionen als oben erwähnt, ist die Menge an Schwermineralen erfahrungsgemäß sehr gering. Treten jedoch in Sanden gröbere Schwermineralfraktionen auf, so zeigt sich häufig eine besondere Schwierigkeit für die Untersuchung, die sowohl die mechanische wie die optische Trennung sehr erschwert, die darin besteht, daß die einzelnen Körner aus mehreren Mineralindividuen zusammengesetzt sind. In dem oben genannten Korngrößenbereich sind hingegen die Körner fast stets monomineralisch, was u. a. bereits C. BURRI (4, S. 221) an den von ihm untersuchten Fluß-Sanden feststellte.

Von den Mineralen, deren Dichte $> 2,9$ ist, kommen ihrer Häufigkeit wegen die folgenden in Betracht (die angeführten Dichtezahlen sind naturgemäß größtenteils Mittelwerte):

I. Karbonate:		IV. Oxyde (bzw. Hydroxyde):	
Dolomit	2,90	Spinelle	3,6—4,0
Aragonit	2,94	Magnetit (u. Titanomagnetit)	5,2
Breunnerit }	3,10	Ilmenit	4,90
Magnesit }		Chromit	4,45
Siderit	3,85	Diaspor	3,40
II. Sulfate:		Korund	4,0
Anhydrit	2,95	Anatas }	3,9
Coelestin	3,97	Brookit }	
Baryt	4,50	Rutil	4,25
III. Sulfide:		Limonit	~ 4,0
Kupferkies	4,20	Hämatit	5,30
Markasit	4,80		
Pyrit	5,20		

V. Silikate:

1. Biotit	2,7—3,2
Chlorit	2,6—2,95
Hornblende	3,1—3,9
Epidot }	3,2—4,2
Zoisit }	
Disthen	3,60
Augit mon. } . . .	3,0—3,6
Augit rh. } . . .	
2. Topas	3,4—3,6
Beryll	2,6—2,9
Olivin	3,2—4,1
Staurolith	3,75

3. Turmalin	3,0—3,2
Titanit	3,48
Vesuvian	3,40
Granat	3,2—3,9
Zirkon	4,0—4,9

VI. Aus anderen Gruppen:

Flußspat	3,20
Apatit	3,20
Monazit	5,16

Ein Sediment kann eines der angeführten Karbonate als klastische Beimengung enthalten, sowohl als Bruchstücke von organischen Hartteilen (ich habe in der Kreide von Rügen auf mikroskopischem Wege Dolomitpartikel in den Schalenresten von Ananchytes nachweisen können; Aragonit als Schalendetritus ist sogar recht häufig) als auch durch direkte Einschwemmung von Karbonat-Sand, was allerdings wegen der hohen Spaltfähigkeit und chemischen Angreifbarkeit sowie der geringen Härte der Karbonate stets darauf hindeutet, daß Ablagerungs- und Ursprungsart des betreffenden Sedimentes dicht beieinander liegen. In den allermeisten Fällen stellen jedoch die Karbonate eines Sedimentes mindestens z. T. neugebildetes Material dar, dessen Menge und Ausbildung wohl für das entsprechende Gestein charakteristisch ist, das aber nicht mehr zu dem für die Beurteilung des Ursprungsgesteines wichtigen Restmaterial gehört. Man rechnet daher auch die Karbonate mit $s > 2,9$ nicht zu den eigentlichen Schwermineralen.

In noch höherem Maße gelten die gleichen Bedingungen für die Sulfate. Ihre Löslichkeit in reinem Wasser ist recht verschieden; für Baryt ist sie außerordentlich viel geringer als für die beiden anderen Sulfate. Sie steigt indessen auch für den ersteren sehr beträchtlich bei Anwesenheit von Cl^- - oder CO_2 -Ionen. Es wäre denkbar, daß Baryt auch einmal als rein detritäres Material in einen Sandstein gelangt. Vielleicht ist darauf der hohe Bariumgehalt des Buntsandsteins, den v. ENGELHARDT (5, S. 227) untersucht hat, zurückzuführen, in dem „die sehr trockenen Bedingungen, unter denen dieses Gestein gebildet wurde“, nicht nur die Verwitterung der Feldspäte, bei welcher das Barium besonders leicht in Lösung geht, nicht zustande kommen ließen, sondern sogar eine Zerstörung von eingeschwemmtem Barytsand nicht erreichten. Aber selbst in diesem Falle werden die Barytkörner durch nachfolgende diagenetische Vorgänge wohl umkristallisiert sein. Aller Baryt, den ich in Sedimenten gesehen habe, bzw. auch alle Beschreibungen in petrographischen Arbeiten, die mir vorgekommen sind, lassen auf sekundäre Ausscheidung schließen. Wenn R. DELKESKAMP (6, S. 120) schreibt, daß Baryumsulfat „bei den Vorkommen in kristallinen Gesteinen und fast immer im Buntsandstein und Rotliegenden als primärer Bestandteil anzusehen“ sei, so ist damit nur gemeint, daß das BaSO_4 nicht von außen dem Gestein nachträglich zugeführt worden ist. Es können

somit weder Baryt und noch viel weniger die im Verhältnis zu ihm leicht löslichen Minerale Anhydrit und Cölestin zu den Schwermineralen gerechnet werden.

Pyrit kann als echtes Restmineral in Sanden auftreten. Härte, Fehlen von Spaltbarkeit und hohes spezifisches Gewicht würden ihn zum typischen Schwermineral stempeln. Daß er dennoch nur selten als primärer Gemengteil der Sande auftritt, dürfte an seiner ziemlich großen Oxydierbarkeit liegen, wie schon BURRI betonte, der beobachtete (l. c. S. 227), daß alle Pyritkörner in seinen Sanden Oxydationserscheinungen zeigten. In sehr vielen Fällen kann man an der Art, wie er — etwa in Sandsteinen — die Lücken zwischen den übrigen Mineralkörnern füllt, oder wie er Konkretionen bildet, mit Sicherheit seinen sekundären Charakter nachweisen. Ein Nachweis für seinen detritären Charakter dürfte in verfestigten Gesteinen sehr schwer zu erbringen sein, zumal bei beiden Entstehungsweisen einerseits idiomorphe Gestalten vorhanden sein und andererseits neugebildete Pyritrinden sich um alte Reste legen können. Markasit ist wohl immer neu gebildet und überdies nur in Erzanschliffen, nicht aber in Streupräparaten von Pyrit mikroskopisch zu unterscheiden. Kupferkies kommt zwar in vielen Sedimenten vor, aber nicht als Restmaterial. Demnach kann man also sagen, daß die Sulfide für die Schwermineralanalyse i. a. nicht in Betracht kommen.

Im Gegensatz dazu sind die meisten der oben angeführten Oxyde keine Neubildungen in den Sedimenten. Namentlich die Spinellide sowie Korund und Rutil gehören zu den Restmineralen. Umgekehrt sind Limonit und Diaspor niemals primäre Bestandteile magmatischer Gesteine; doch kann der Limonit sowohl im Ursprungsgestein als auch während aller Stadien der Sedimentbildung neu entstehen (aus Sulfiden, Oxyden, Silikaten und Karbonaten.)

Auch Anatas ist, worauf auch H. B. MILNER verwies, vielleicht z. T. sekundärer Entstehung. Hämatit kann seiner Genesis nach primär und sekundär sein. Magnetit, Ilmenit und Chromit halten den Transport gut aus, denn sie widerstehen chemischen Angriffen kräftig und zeigen keine deutliche Spaltbarkeit. Ihre Härte ist nur wenig niedriger (5 bis 6) als die der Silikate (6 bis 7). Sie passen also in ihrem sedimentären Verhalten durchaus in das allgemeine Bild der Schwerminerale, und es ist ja allgemein bekannt, daß man diese Minerale in natürlichen Schwermineralanhäufungen mit den durchsichtigen Schwermineralen zusammen findet. Ich habe daher ihre Menge in verschiedenen Sedimentproben zu erfassen gesucht und unter dem Sammelnamen „Magnetit“ als gesonderte Komponente registriert.

Auch die angeführten Silikate sind sämtlich als Restminerale anzusehen. Minerale der Chlorit- und Epidotgruppe (teilweise auch Biotit) treten zwar u. a. häufig als „Verwitterungsprodukte“ anderer Silikatminerale auf, indessen findet die Umwandlung im ursprünglichen Gestein statt und eine Neubildung von ihnen im Sediment ist nicht beobachtet (solange keine Metamorphose auftritt).

Die obige Aufzählung von Silikatmineralen bringt nur die allerhäufigsten Arten. Sehr viele bekannte Minerale, die hierher gehören, wie Skapolith, Dumortierit, Lievrit, ... sind, weil sie in Sedimenten zu selten auftreten, weggelassen worden.

II. Aufbereitung

Da man Schlüsse auf das primäre Gestein nur aus den Restmineralen der Verwitterung (von den gleichfalls als Restmineralen auftretenden „Leichtmineralen“ wie Quarz, Feldspäte, Muskowit . . . sei hier abgesehen) ziehen kann, kommt also in erster Linie die Gruppe V und größtenteils auch IV in Betracht. Man entfernt daher zweckmäßig I—III auf chemischem Wege. Am besten wird dazu Königswasser verwandt. Man übergießt damit das zerkleinerte und durch Abschlämmen bereits von der feinsten Korngröße befreite Gestein in einer Porzellanschale (auf 30 g Gesteinsmaterial kommen etwa 40 ccm Königswasser, bei sehr viel Karbonat noch mehr), bedeckt sie mit einem Uhrglas und wartet, bis die Reaktion nicht mehr heftig erfolgt. Hierauf erwärmt man auf dem Wasserbad unter mehrfachem Umrühren, bis die Reaktion aufgehört hat und auch die Entwicklung nitroser Dämpfe unmerklich geworden ist (nach etwa $\frac{1}{2}$ —1 Stunde). Nach dem Abgießen dekantiert man mehrfach mit Wasser, wäscht den Rückstand auf einem Filter gut aus und trocknet ihn sodann auf dem Wasserbad und schließlich im Trockenschrank bei 110°. Die Karbonate und Sulfide sind nun restlos entfernt. Die oben erwähnten Oxyde bleiben jedoch unzerstört. Magnetit wird zwar von Königswasser angegriffen, aufgelöst aber wird bei den in Betracht kommenden Korngrößen ($\varnothing \sim 0,1$ mm) unter den genannten Bedingungen nur ein sehr kleiner Teil. (Die in der Literatur vorhandenen Angaben von seiner in HCl und HNO₃ bedeutenden Löslichkeit beziehen sich auf feines Analysenpulver.) (Siehe z. B. 8, S. 647.) Ilmenit und Chromit werden praktisch nicht gelöst, wohl aber Eisenoxydhäutchen auf den Silikatkörnern.

Auch die Sulfate werden durch Königswasser nur sehr wenig zersetzt. Selbst in (konzentrierter) Schwefelsäure ist ihre Löslichkeit gering. Alkalisulfat oder -karbonatschmelzen schließen sie zwar vollständig auf, gleichzeitig jedoch auch die übrigen Minerale. Nun hat aber bereits vor langer Zeit O. SCHOTT (9) gezeigt, daß sich die in Betracht kommenden Sulfate in schmelzendem Alkalichlorid leicht lösen. A. GORGEU (10) und O. SACKUR (11) haben auch quantitative Angaben über die Löslichkeit beigebracht. SACKUR stellte fest, daß (in Wasser) „nicht dissoziierbare Verbindungen“ in den Alkalischmelzen unlöslich seien. Insbesondere die Sulfide und Oxyde der Schwermetalle fand er als unlöslich. Auch Silikate sowie das Magnesiumoxyd werden nicht gelöst. (Übrigens wird NaCl auch in der Technik zur Zersetzung von Cölestin in der Hitze verwendet.) C. W. CORRENS¹⁾ benutzte daher Natriumchloridschmelze, um mineralische Einschlüsse in Anhydrit zu isolieren. Ich verwandte bei einer Reihe von Proben ein Gemenge (1 : 1) von NaCl und KCl, dessen Schmelzpunkt (12) um 150° tiefer (bei 660°) liegt, als derjenige der einzelnen Komponenten. Der nach der oben beschriebenen Vorbehandlung mit Königswasser verbleibende Rest des Sedimentes wird je nach der ungefähr geschätzten Menge von Sulfat mit der 3- bis 10fachen Menge des obigen Gemisches im anfänglich bedeckten Nickeltiegel vor dem Gebläse aufgeschmolzen. Es genügt, die Masse etwa 10 Minuten lang im Schmelzen zu erhalten. Der Schmelzkuchen wird in Wasser gelöst (Trübung

¹⁾ Persönliche Mitteilung.

des wässerigen Auszuges weist auf Baryt; diese allenfalls durch Abschlämmen entfernen!), der Rückstand gut ausgewaschen und getrocknet. Er enthält nun nichts mehr außer Silikat- und Oxydmineralien. Die Sulfate hat H. DEECKE (13, S. 115) durch längeres Kochen mit überschüssigem Ammonkarbonat und nachfolgendes Lösen der gebildeten Karbonate des Ca, Ba, Sr mit Salzsäure entfernt. Ich glaube, daß namentlich bei grobkörnigem Material das Verfahren mit der Chloridschmelze rascher und sicherer zum Ziele führt. Die Abtrennung der Schwerminerale erfolgt in bekannter Weise (siehe 1, S. 3) mittels Bromoform im Scheidetrichter. Es ist eine kleine Mühe, bei dieser Gelegenheit die verwendete Menge Gesteinsmaterial und die schließlich erhaltene Menge an Schwermineralen auf der Waage zu bestimmen, zumal namentlich die Einwaage nicht sehr genau zu sein braucht. Es lassen aber auch diese Zahlen („absoluter Schwermineralgehalt bezogen auf Karbonat-Sulfat- und Sulfid-freies Gestein“) sedimentpetrographische Schlüsse zu. Es wäre sehr zu begrüßen, wenn auf diesem Gebiet Daten gesammelt würden.

Die Zerstörung der Karbonate, Sulfide, Sulfate und Phosphate geschieht nicht nur, weil es sich um sekundäres Material handelt, sondern auch, weil sie die Körner des primären Materials umschließen. Es ist dies Umschließen von abgerollten Leicht- und Schwermineralenkörnern ja gerade ein Zeichen für den sekundären Charakter. Selbst dann, wenn es sich um einen lockeren Sand handelt, wo also das Auflösen der genannten Minerale nicht noch bezweckt, daß die Kittsubstanz entfernt und damit die Mineralkörner ohne mechanische Beschädigung freigelegt werden, muß die chemische Behandlung wie oben beschrieben, durchgeführt werden, weil sehr häufig die Magnetite Rinden von Schwefelkies haben und Schwer- und Leichtminerale miteinander verkittet sind, so daß die Trennung mit Bromoform nicht gelingen kann usw. Bei der Trennung mit Bromoform kann es vorkommen, daß sich die Körner zu Flocken zusammenballen und daher die Scheidung in leichtere und schwerere Minerale nicht erfolgt. Das geschieht besonders leicht, wenn die Korngröße gering ist (einige Hundertel Millimeter oder darunter). Dabei braucht andererseits die Korngröße noch nicht im kolloiden Bereich (0,001—0,000 001 mm) zu liegen. Die Flockung ist auch zu beobachten, wenn alle feinsten Teilchen abgeschlemmt sind. Die Ursache der Erscheinung dürften dünne Wasserhäutchen sein, die an der Oberfläche der Körner haften. Durch mehrstündiges Trocknen bei 110° und Auskühlenlassen im Exsikkator werden diese zwar verschwinden, aber schon beim Einfüllen des Sandes in den Scheidetrichter bilden sie sich an der Laboratoriumsluft aufs neue. Dabei ziehen feinere Pulver bekanntlich wegen ihrer größeren Oberfläche stärker Wasser an als gröbere. Man kann der Schwierigkeit dadurch Herr werden, daß man das in einem schmalen, hohen Becherglas (z. B. 100 cm³) befindliche Gemenge von Sand und Bromoform unter dem Abzug bis fast zum Sieden erhitzt (bei 150° C). Die Flocken lösen sich dabei zusehends in Einzelkörner auf, weil die Wasserhäutchen bei dieser Temperatur völlig verdampfen. Es sinkt dabei meist ziemlich viel Material unter, da sich die Dichte des Bromoforms in der Hitze verringert, aber beim Abkühlen sondern sich bei der infolge der Konvektion stattfindenden Durchbewegung, die man durch zeitweises Rühren unterstützen kann, die Schwerminerale am

Boden des Gefäßes ab, während die Leichtminerale eine dichte Lage unter der Flüssigkeitsoberfläche bilden und leicht mit dem Löffel oder Spatel abgehoben und abgegossen werden können.

Es kann natürlich auch gelegentlich interessant sein, die Karbonate im Sand zu erhalten (vgl. 1, S. 8), oder den Apatit, oder sicher primäre Sulfide auszuzählen (vgl. 4, S. 223) oder zufällig vorhandenen Flußspat (der sich sowohl in der Chloridschmelze auflösen als auch durch kochende Karbonatlösung zersetzt werden würde), mitzuuntersuchen. Man wird dann z. B. Präparate von Material mit und ohne Vorbehandlung herstellen. Es ist auch hier wichtig, nicht nach einem Schema vorzugehen (vgl. 1, S. 8), sondern die Methode von Fall zu Fall den Gegebenheiten anzupassen.

III. Menge der Schwerminerale

Der gewichtsmäßige Anteil der Schwerminerale an der Zusammensetzung der Sedimente ist naturgemäß sehr verschieden groß. Trotz der sehr beträchtlichen Menge von Untersuchungen, in denen Auszählungen von Schwermineralen vorgenommen wurden, sind Angaben über ihren gewichts- oder volumenmäßigen Anteil an dem Gesamtgestein sehr selten. Die allermeisten Arbeiten unterrichten uns nur über die relativen Volumverhältnisse der einzelnen Minerale. Es soll hier von Besonderheiten, eigentlichen Schwermineralsanden, Edelsteinseifen usw. abgesehen werden.

J. W. RETGERS (14) fand, daß der Dünenand von Scheveningen 5 % Schwerminerale enthalte. H. KLEINSORGE (15) hat einen Strandsand von der Lübecker Bucht geprüft. Wenn ich seine Zahlen richtig interpretiere, wäre für drei Proben anzugeben: 0,55 %, 1,3 %, 2,6 % (l. c. S. 22 und 26) C. H. EDELMANN (16, S. 230) gibt an, daß in den von ihm untersuchten Niederländischen Sanden die Schwerminerale (der Fraktion mit Korndurchmesser bis 0,05 mm; die feinkörnigeren Anteile spielen an Masse keine Rolle) gewöhnlich zwischen 0,1—2,0 % ausmachen. Eine Strandsandprobe von Warnemünde ergab 1,2 % Schwerminerale, nach Behandlung mit Säure 0,8 % H. SCHUMANN (47). Für einen Dünenand aus der gleichen Gegend fand P. SABBAN 0,95 % (17). R. WEIL (18) führt von fünf tertiären Meeressanden des Meinzer Beckens folgende Zahlen an: 0,2, 0,8, 1,0, 1,2, 10,6 %. In Tabelle 1 sind von fünf Proben rezenter litoraler Meeressande die Schwermineralprozentage angegeben. Die relativ groben Sande — die Komponenten mit einem Kornradius von mehr als 0,01 mm machen durchwegs über 75 % des Gesamtmaterials aus — bestehen im wesentlichen aus Quarz (um 70 %), Orthoklas, Plagioklas und Kalk. Letzterer erreicht meist kaum 10 %. Die angeführten Zahlen sind auf kalkfreies Sediment bezogen. Den größten Anteil an der Schwermineralführung hat, wie man sieht, die Fraktion 1 bis 0,1 mm. Die relativ große Menge an Schwermineralen geht namentlich auf den großen Reichtum an Erz zurück, das wahrscheinlich von der Insel Fernando Poo stammt. Daß fossile Sedimente ähnlicher Zusammensetzung durchschnittlich geringere Schwermineralmengen aufweisen, kommt wohl auch daher, daß ein Teil des schon abgelagerten Erzes diagenetisch gelöst und

fortgeführt wird. Die oben angeführten Werte sind dem von C. W. CORRENS bearbeiteten III. Band der „Wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff ‚Meteor‘ 1925—1927“ entnommen (44, S. 257), auf das an dieser Stelle besonders hingewiesen sei; denn es enthält als einziges größeres deutsches Werk quantitative Daten über den gesamten Mineralbestand einer größeren Anzahl verschiedener Sedimente.

Tabelle 1

Schwerminerale in Gewichtsprozenten des Gesamtgesteins

Gestein. Vorkommen	Opak	Durchsichtig	Gesamt
Sandstein Quackenbrück	0,015	0,005	0,02
Sandstein Fuhrberg	0,4	0,1	0,5
Sandstein Wahrenholz	0,8	0,3	1,1
Sandboden Darß.			1,3—3,4
Sandboden Graal			1,9—3,4
Sandboden Bobzin	0,2—1,0	2,7—4,0	3 —5
Blauer Ton X Estland	4,1	1,6	5,5
Blauer Ton I Estland	6,7	2,9	9,6
Ton Papendorf	3,2	4,8	8,0

Fünf litorale Sedimente des Guineabeckens

Fraktion	Station 221	Station 227	Station 236	Station 236a	Station 237
1 —0,1 mm	1,3	7,2	2,2	3,6	3,2
0,1 —0,05 mm	0,6	0,1	1,5	0,7	1,1
0,05—0,01 mm	—	—	0,9	0,1	2,2
Summe	1,9	7,3	4,6	4,4	6,5

In 18 Proben, die in einem Sandstein des Bathonien in Nordhannover (Fuhrberg) aus 300—400 m Teufe erbohrt wurden, habe ich den absoluten Schwermineralgehalt von 0,2—6,4 % Gew. schwankend gefunden. Die Werte liegen jedoch hauptsächlich zwischen 0,3 und 0,9 % und häufen sich um 0,5 %. Ein anderer gleichartiger Sandstein, ebenfalls im Hannoverschen Gebiet (Wahrenholz) zeigte 1,1 % Schwerminerale, während wieder ein anderer (bei Quackenbrück) nur 0,02 % enthielt. Es ist dabei beachtenswert, daß, wie an anderer Stelle dargetan wurde (19), die Körner dieses letzteren Sandsteins viel stärker die Merkmale der Transportbeanspruchung trugen. In der Tabelle 1 sind noch weitere Daten zusammengestellt. Aus den sehr ausführlichen Angaben, die W. v. ENGELHARDT über einige Sandböden gemacht hat (20, 21) läßt sich der gewichtsmäßige Gehalt an Schwermineralen berechnen (Darß, Graal, Bobzin). E. SCHMIDT (22) hat altdiluviale Geschiebemergel von Oejendorf (in der Wandsbecker Gegend bei Hamburg) untersucht. Er nimmt zwar als unterscheidendes Merkmal für die Schwerminerale ein

spezifisches Gewicht von 3,0 (statt von 2,9) an, doch ist dies ohne Bedeutung, da die Minerale, die er als Schwerminerale bestimmt hat, alle ein spezifisches Gewicht über 3 haben. Die Korngrößenfraktionen zwischen 0,02 und 2,0 mm Durchmesser, die den Hauptteil der Schwerminerale enthalten, machen gewichtsmäßig etwa $\frac{2}{3}$ des Gesteins aus. Die hierin enthaltene Menge der Schwerminerale beträgt bei einer Probe 0,63, bei einer anderen 0,41 Gewichtsprozente des Gesamtgesteins. In einem Geschiebemergel von der Stolteraa bei Warnemünde wurden vom Verfasser 0,5 % (sulfid- und karbonatfreie) Schwerminerale festgestellt (47). Tone enthalten ziemlich viel Schwermineralsubstanz. Zwei estländische (unterkambrische) Tone, deren Korngrößenfraktionen „Radius $> 1 \mu$ “ insgesamt über die Hälfte der bei 110° getrockneten Substanz ausmachen, enthielten, wie aus den Werten von W. PRALOW (23) hervorgeht, in diesem Anteil an limonitischem und „hochlichtbrechendem“ Material 1,2—3,1 Vol.-% (Ton X) bzw. 2,0—4,4 Vol.-% (Ton I). Durch Multiplikation der Volumprozente aller Minerale mit ihrem spezifischen Gewicht, neuerliche Umrechnung auf Prozente und prozentmäßige Reduktion auf den Anteil der entsprechenden Fraktionen, erhält man die in der Tabelle 1 angegebenen Gewichtsprozente. In gleicher Weise wurden auch die Werte aus anderen Auszählungen gewonnen. Die Werte für den diluvialen Ton von Papendorf sind aus den Zahlen von F. K. SCHLÜNZ (24) berechnet. Dieser Ton hat 67 % Material von einer Korngröße $> 1 \mu$. Nur für diesen Korngrößenbereich ist die Schwermineralmenge angegeben. Über den Schwermineralgehalt der Karbonatgesteine ist sehr wenig bekannt. Aus der Arbeit von L. LUECKE (25) über den Muschelkalk der Göttinger Gegend ist wenigstens so viel zu entnehmen, daß die Schwermineralmenge selbst gegenüber dem meist nur wenige Prozent des Gesamtgesteins tragenden unlöslichen Rückstand verschwindend gering ist. Liegen wie bei dem Bobziner Boden schon die Volumprozente des Gesamtbodens vor, so erhält man bei einem Schwermineralgehalt unter 10 % die Gewichtsprozente eines bestimmten Minerals mit ausreichender Genauigkeit, wenn man erstere mit dem Quotienten aus der Dichte des betreffenden Schwerminerals (z. B. 3,5) und der mittleren Dichte der Hauptgemengteile (z. B. 2,65), multipliziert (also $\sim 1,3$).

Die Begründung für die Anwendbarkeit eines solchen Faktors läßt sich leicht geben. Ein Sand bestehe nur aus zwei Mineralkomponenten, etwa Quarz und Granat. Wenn wir mit v_1 die Volumprozente, mit s_1 die Dichte des Quarzes, mit v_2 und s_2 die entsprechenden Größen des Granat bezeichnen, dann ist der Gewichtsanteil (g) des Granat in Prozenten:

$$g_2 = \frac{v_2 \cdot s_2}{v_1 s_1 + v_2 s_2} \cdot 100.$$

Wenn nun v_2 klein wird gegenüber v_1 , so nähert sich letzteres, da natürlich $v_1 + v_2 = 100$ ist, immer mehr seinem Maximalwert 100, und der Nenner ist dann wenig verschieden von $100 s_1$ und der obige Bruch lautet dann:

$$g_2 = v_2 \cdot \frac{s_2}{s_1}.$$

Selbstverständlich enthält ein natürliches Sediment stets mehrere Schwermineralenkomponenten; da diese jedoch, wie aus den oben wiedergegebenen

quantitativen Angaben hervorgeht, meist insgesamt 5 % nicht überschreiten, kann man für eine bestimmte Mineralart die obige Rechnungsweise anwenden, wobei man, wie erwähnt, für die übrigen Minerale eine ihrem gegenseitigen Mengenverhältnis entsprechende mittlere Dichte einsetzt, was um so leichter geschehen kann, als die in großen Mengen am Gesteinsvolumen teilnehmenden Leichtminerale (in erster Linie Quarz, ferner Feldspat, Muscovit z. T. Chlorit ...) sich in ihren spezifischen Gewichten nur recht wenig unterscheiden.

Aus den wenigen Zahlenwerten, die zur Verfügung stehen, läßt sich allgemein ableiten, daß bereits ein relativ geringer Gehalt an Schwermineralen das spezifische Gewicht eines Sediments meßbar erhöht. Ein Sand beispielsweise mit nur 3 Vol.-% Schwermineralen, wobei 2 % auf Magnetit ($s = 5,2$), 1 % auf Granat ($s = 3,6$) entfielen, weist ein spezifisches Gewicht von 2,71 statt von 2,65 auf. Für das Verhältnis Opak: Durchsichtig lassen sich keine allgemeinen Regeln aufstellen. In den Sanden, bzw. Sandsteinen, überwiegt wohl meist der opake Teil. Die Verfolgung der Mengen an „Magnetit“ ist namentlich in bezug auf Schwankungen in vertikaler Richtung von Bedeutung. A. FIEDLER (11) hat an 140 Geschiebemergelproben die relativen Schwermineralmengen bestimmt. Der nicht pyritische opake Anteil macht danach durchschnittlich 40–60 % der Gesamtschwerminerale aus. Er schwankt indessen von 33–77 %. FIEDLER fand außerdem, daß in seinen Profilen der opake Anteil (einschließlich Pyrit) gemeinsam mit Zirkon und Breunnerit meistens mit der Tiefe zunehme und führte dies auf Einschleppung von lokalem Material zurück. Ein Vergleich mit absoluten Werten anderer Vorkommen kann nicht gezogen werden, weil seine Tabellen nur relative Zahlenangaben enthalten.

Aus der Kenntnis der Gesamtmenge der Schwerminerale ausgedrückt in Prozenten des ursprünglichen Gesteins läßt sich jedoch unter Umständen allein schon eine geologisch bedeutsame Feststellung treffen. Es ist seit langem bekannt, daß die skandinavischen Sande im allgemeinen reicher an Schwermineralen sind als diejenigen des norddeutschen und niederdeutschen Tieflandes. C. SCHROEDER VAN DER KOLK (26, 27) kam durch Untersuchungen von fast 1000 Sandproben zu dem Ergebnis, daß die diluvialen Sande skandinavischer Herkunft in den Niederlanden meist über 0,5 % Schwerminerale und zwar (in größeren Reihen zusammengehöriger Schichten) in recht konstanter Menge haben. Nur wo sie umgelagert sind, sinkt ihr Gehalt (und oft sogar sehr beträchtlich) unter 0,5 %, so daß also ein solcher geringer Gehalt dort umgekehrt als Kriterium für Umlagerung verwendet werden kann. Im Gegensatz dazu sind die alluvialen Rhein- und Meeressedimente durch einen sehr schwankenden Gehalt an Schwermineralen (qualitativ durch Mineralartenarmut) charakterisiert.

Auch die Sande der südwestlichen Mecklenburgischen Heide, die P. SABBAN (17, 47) untersucht hat, und die recht reine Quarzsande sind, zeigen einen schwankenden Schwermineralgehalt. Die Schwankung reicht von 0,3–1,7 %. Die Werte häufen sich um 1 %. Es zeigt sich, daß die Tal-sande, die im Überschwemmungsgebiet der Elbe liegen, geringere Mengen Schwerminerale aufweisen als diejenigen auf den Diluvialplateaus. Unabhängig davon hat allgemein die Windsortierung zu einer Trennung in

2 Gruppen geführt. Die erste Gruppe („jüngstes Übergewehtes“) enthält z. T. Sandtypen mit Überwiegen der gröberen Korngrößenfraktion und geringerem Schwermineralgehalt. Daneben gibt es andere Typen, bei denen die umgekehrten Verhältnisse vorliegen. W. v. ENGELHARDT (20) hat gezeigt, daß bei der Windsortierung mit einer bestimmten Korngrößenklasse sich — gegenüber der Wassersortierung — relativ größere Schwermineralkörner vergesellschaften (wenigstens für Fraktionen mit Quarzen vom Kornradius über 0,1 mm Radius). Beim Vergleich des Magnetitgehaltes von Sandsteinen, die aus verschieden stark vom Transport beanspruchtem Material bestanden (19), zeigt sich, daß in dem stärker durchgearbeiteten Material i. a. weniger Magnetit vorhanden ist. Verantwortlich dafür, daß sich bei langer Transportdauer innerhalb der Schwerminerale die besonders stabilen Silikate, besonders Zirkon, Turmalin und Granat, ferner Rutil auch gegenüber den Erzen durchsetzen, ist die wesentlich geringere Härte und namentlich die viel größere chemische Angreifbarkeit der letzteren. Es ist dabei aber außerdem zu bedenken, daß das genannte Mengenverhältnis auch von der Korngröße abhängt. Ein Teil des Magnetits lagert sich nämlich erstens wegen seines höheren spezifischen Gewichtes, zweitens wegen seiner von Haus aus oft viel größeren Körner gemeinsam mit sehr groben Quarzen ab (siehe hierzu 28, 1, 2), während Zirkonkörner, die schon im primären Gestein in der Regel meist recht klein sind, und ein wesentlich geringeres spezifisches Gewicht haben, sich hauptsächlich in den feineren und daher weiter transportierten Sedimenten finden. Auch aus diesen Gründen deutet daher ein hoher Zirkongehalt gegenüber geringem Magnetitgehalt auf stärkere Transportbeanspruchung des betreffenden Sedimentes.

Im allgemeinen kann man annehmen, daß in Sanden mit Quarz als Hauptkomponente die Menge der Schwerminerale desto geringer wird, je mehr die Transportbeanspruchung (Weglänge und Intensität der Bewegung) sich auswirkt. Von den drei Transportmöglichkeiten: durch bewegte Luft, Wasser oder Eis hat diejenige durch bewegtes Wasser die größte Bedeutung für die Schwermineralfrage; denn das Wasser hat wohl zu allen Zeiten die größten Sedimentmassen verlagert. Dem Wind gegenüber hat es zwar nicht immer die Stärke des Angriffs, aber die Stetigkeit der Bewegung voraus. Beim Transport durch Eis dagegen geschieht die Bewegung so langsam, daß wohl ein Zerdrücken, aber kein Abschleifen und Verrunden zustande kommt. Außerdem fällt beim Transport in Eis die Sonderung nach der Schwere weg.

IV. Optische Untersuchung

1. Opake Minerale

Wie im Vorstehenden auseinandergesetzt wurde, interessiert hier fast ausschließlich die Magnetitgruppe. Die zu ihr gehörigen Minerale zeichnen sich unter dem Mikroskop bekanntlich durch ihre metallisch-eisenschwarze Farbe aus, die bald einen Stich ins Bräunliche, bald einen solchen ins Bläuliche (Maghemit! siehe 29) zeigen. Die Unterscheidung von Sulfiden gelingt sehr leicht, kommt aber (vgl. voriges Kapitel) meist gar nicht in Betracht.

Die Unterscheidung von Limonit und opaken, weil durch Erz oder kohlige Substanz imprägnierten oder überkrusteten Silikaten, gelingt ausreichend gut auf Grund der oben genannten Farbeigenschaften; die Farben treten besonders charakteristisch zwischen gekreuzten Nicols hervor (vgl. 29 I. 1, S. 191).

Wenn man bei einer Auszählung in Streupräparaten für paläogeographische Zwecke nur die Unterscheidung in Magnetitgruppe, übrige Opake und durchsichtige Minerale braucht, kann man gewöhnliche Kanadabalsampreparate und ein normales mineralogisches Durchlichtmikroskop verwenden. Man benötigt dann nur noch außer der Lichtquelle für durchfallendes Licht eine solche, mit deren Hilfe man starkes Licht von der Seite her schräg auf das Präparat fallen lassen kann (z. B. ein Niedervoltlämpchen). Man kann dann leicht durch jeweiligen Wechsel der Beleuchtungsart die Zahl der im Gesichtsfeld vorhandenen durchsichtigen Körner von der der opaken Körner trennen und unter diesen wieder die „Magnetite“ gesondert auszählen. Bei starken Vergrößerungen ist dieser Weg allerdings nicht mehr gangbar. Man muß dann — was auch sonst von Vorteil ist — mit einem Opak-Illuminator arbeiten, also am besten auf ein Erzmikroskop übergehen. Bei sehr vielen derartigen Instrumenten ist es möglich, gleichzeitig die Durchlichtbeleuchtung zu belassen. Es empfiehlt sich dabei, das Deckglas abzusprenge, weil es störende Reflexionen verursacht. Am günstigsten scheint es mir, folgendermaßen vorzugehen: Die auf einem Objektträger in erhitztem Kanadabalsam eingebetteten Körner werden mit einem Deckglas stark angedrückt, damit sie alle möglichst in einer Ebene liegen. Nach dem Erkalten wird das Deckglas abgesprengt und das Präparat auf einer Glasscheibe mit feinstem Schmirgel bis etwa zur Hälfte seiner Dicke abgeschliffen. Man erhält so Anschliffe der Körner, die natürlich besser zu beurteilen sind als ihre zufälligen Oberflächen, und es werden Täuschungen vermieden, die durch das Aussehen von Verwitterungsoberflächen entstehen können. Magnetite z. B. zeigen häufig braune Verwitterungsrinden und erscheinen daher als Limonit. (Viel bessere, polierbare Anschliffe erhält man bekanntlich, wenn man die Körner in Schellack oder Zahnzement einbettet, aber dann begibt man sich des Vorteils, fallweise auch im Durchlicht beobachten zu können.) Gelegentlich begegnet man auch Körnern mit dünnen, ganz weißen, glänzenden Rinden. Häufig handelt es sich dabei um Leukoxen. Das für die Bildung der Titanitsubstanz nötige Calcium dürfte aus dem karbonatischen Bindemittel des Sedimentes stammen. Leukoxenrinde um Magnetit im Sand hat schon P. SABBAN (17, S. 35) beobachtet. Eine Unterscheidung zwischen Magnetit und Ilmenit ist trotz der deutlichen Anisotropieeffekte, die der letztere sonst unter dem Erzmikroskop zeigt, unter den geschilderten Umständen nicht möglich, weil es so nicht gelingt, die Körner mit Hochglanz zu versehen, und weil überdies beide Substanzen oft keine voneinander getrennten größeren Kristalle bilden, sondern äußerst fein lamellar miteinander verwachsen sind. Bei einer Betrachtung mit Immersionsobjektiven kann man nur Wasser oder Glycerin verwenden, nicht aber Cedernöl, weil letzteres den Kanadabalsam stark angreift.

Um auch die opaken Minerale für Herkunftsfragen des Sedimentes heranzuziehen, müßte man die mikroskopischen Untersuchungsmöglich-

keiten noch weiter verbessern und — worauf schon H. EDELMANN (30) hinwies — genauere Kenntnisse über ihr Auftreten als Gemengteile der normalen Eruptivgesteine besitzen. In neuester Zeit hat bereits P. RAMDOHR (31) eine Übersicht über die wichtigsten — es sind etwa 30 — Erzminerale der magmatischen Gesteine gegeben. Man findet in dieser für alle genannten Minerale Angaben über Ausbildungsform und relatives Alter, über Entmischungen, Pseudomorphosen und vor allem über Verbreitung und Bildungstyp (ob früh- oder spätmagmatisch, hydrothermal usw.). Über die Häufigkeit sind bisher nur subjektive Angaben vorhanden. Man erhält danach folgende Reihe nach abnehmender Häufigkeit: Magnetit, Ilmenit, Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, Chromit. Über die allgemeine Häufigkeit der Erze in Sedimenten gibt es noch nicht einmal subjektive Schätzungen. Sicher ist jedoch, daß auch hier die Magnetit-Ilmenitgruppe an der Spitze steht, was also mit den Vorkommen in den primären Gesteinen übereinstimmt.

2. Durchsichtige Minerale

a) Allgemeines

Bereits SCHROEDER VAN DER KOLK (26) betonte die Bedeutung der Spaltbarkeit für die Erhaltung einer Mineralart im Sediment. Die Transportbeanspruchung ist gewissermaßen ein Auslesevorgang für die einzelnen Mineralarten um ihren Verbleib in der Schwermineralgesellschaft. Die wichtigste Gruppe derselben (Silikate) ist daher in der Aufzählung auf S. 81 in 3 Untergruppen mit sehr guter (1), mittlerer bis schlechter (2) und fehlender (3) Spaltbarkeit eingeteilt. Der Selektionswert der Spaltbarkeit ist allerdings nicht allein maßgebend. Selbst bei gleicher Härte kann höhere chemische Zersetzbarkeit ein Mineral mit schlechter Spaltbarkeit rascher zum Verschwinden bringen als ein solches mit sehr guter Spaltbarkeit aber sehr hoher Widerstandskraft gegen Zersetzung. Im allgemeinen ist es jedoch so, daß sich mit steigender Transportbeanspruchung das Verhältnis der Silikate zueinander immer mehr zugunsten der Untergruppe 3 verschiebt. H. DEECKE (13) hat beiden Komponenten durch seine Einteilung in die drei Abteilungen: stabile Gruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil), metamorphe Gruppe (Disthen, Staurolith) und die Gruppe der leicht verwitterbaren Silikate (Diopsid, Hörnblende) Rechnung zu tragen versucht; eine Einteilung also, die einerseits über die Silikate hinausgreift, andererseits nur einen kleinen Teil der Schwerminerale erfaßt. Zu den leicht verwitterbaren Silikaten würden auch Olivin, Andalusit und Staurolith gehören und andererseits wären unter die metamorphen Minerale auch Granat, Epidot, Zoisit, Andalusit, Disthen, Sillimanit, Chloritoid einzureihen. R. WEYL stellt auch Hornblende und Korund hierher (18, S. 36), aber diese Minerale sind mindestens ebensosehr in Eruptivgesteinen wie in kristallinen Schiefern zu Hause.

Die Mikroskopie der aus Sedimenten gewonnenen Mineralkörner in Streupräparaten ist noch mehr als die Dünnschliffuntersuchung der Eruptiva und Metamorphite darauf angewiesen, jedes erdenkliche Merkmal zur Bestimmung heranzuziehen, weil hier ja grundsätzlich jedes Korn ein Einzelfall sein kann und völlig für sich bestimmt werden muß. Außerdem ist die erstere Art der Beobachtung viel jünger als die zweite. Aus beiden Gründen

ist es nützlich, noch weiteres Beobachtungsmaterial beizubringen, zumal unsere deutschen Lehrbücher der petrographischen Mikroskopie — es ist hier namentlich das Werk von ROSENBUSCH (32) zu nennen — auf die diesbezüglichen Schwierigkeiten noch sehr wenig Rücksicht nehmen. Man wird hier bestrebt sein, Merkmale in den Vordergrund zu stellen, die möglichst an jedem Korn zu erkennen sind, nicht nur an speziell gelagerten. Die Verhältnisse der Licht- und Doppelbrechung stehen daher an erster Stelle; auch eine auftretende Färbung kann — allerdings nicht in allen Fällen — als Charakteristikum verwendet werden. Als sehr ergiebig für die Diagnose erweist sich die Feststellung der Lage der Indikatrix zu Spaltrissen bzw. Begrenzungsflächen. Die Erkennung des optischen Charakters und die Schätzung oder gar Messung der Größe des Achsenwinkels sind viel seltener möglich und kommen daher erst in zweiter Linie in Betracht. In manchen Fällen kann man durch Anwendung des Drehtisches die Bestimmungsmöglichkeiten sehr erweitern (33). Indessen bedeutet dies andererseits stets eine technische Erschwerung. Namentlich bei Auszählungen für technische Zwecke wird man immer trachten, so lange es geht mit der gewöhnlichen Mikroskopie auszukommen. Im folgenden sind eine Reihe von Beobachtungen mitgeteilt und Unterscheidungsmerkmale angeführt, die ich hauptsächlich aus jurassischen Sandsteinen gewonnen habe.

Es ist zu betonen, daß eine Bestimmung auf rein optischem Wege in Dauerpräparaten in manchen Fällen nicht möglich ist, d. h., daß die optischen Merkmale zur sicheren Identifizierung einer Substanz bei manchen Körnern nicht ausreichen. (Wie gleich das erste spezielle Beispiel (S. 93) zeigen wird, genügt es auch nicht einmal immer, an isolierten Einzelkörnern die Lichtbrechung quantitativ genau zu bestimmen, ein Weg, der dabei für die Praxis ohnedies viel zu umständlich ist. Dauerpräparate kann man jedoch, worauf C. W. CORRENS (1) neuerlich verwiesen hat, für den Fall der Schwermineraluntersuchung besonders zweckmäßig mit dem von H. E. MERWIN für diesen Fall angegebenen Piperin ($n_D = 1,682$) herstellen. Seine Anwendung erweist sich als besonders günstig für die Unterscheidung der Minerale der Augit-, Hornblende-, Olivin- und Epidotgruppe). Desto mehr ist es aber notwendig, alle Bestimmungsmöglichkeiten voll auszunutzen, Körner, die man beim Auszählen eines Präparates nicht bestimmen kann, führt man am besten in einer Rubrik „nicht bestimmt“ auf. Es ist ein schwerer Irrtum zu glauben, ungenaue Bestimmungen durch Erhöhung der Zahl der beobachteten Körner wettmachen zu können. Diese verbessert die Annäherung an den tatsächlichen Mittelwert einer Mineralkomponente nur unter der Voraussetzung, daß die einzelnen Posten richtig bestimmt waren (vgl. 1). Trotz aller Bemühungen zeigen Auszählungen des gleichen Materials Schwankungen gegeneinander. Tabelle 2 gibt ein Bild von der Größenordnung der Abweichungen, welche beim Auszählen der Schwerminerale dreier Sandproben auftraten. Zwischen den beiden Auszählungen, die am gleichen Material von jeder Probe vorgenommen wurden, lag eine Zeit von etwa einem halben Jahr. Die Menge der ausgezählten durchsichtigen Körner betrug durchschnittlich 200, die der opaken dementsprechend 1—2000. Letztere zeigen die geringsten Abweichungen, weil erstens wegen der großen Zahl der Zufall sich auf die Verteilung wenig auswirkt und weil zweitens

wegen der Einfachheit der Unterscheidung nur Zählfehler, aber keine Bestimmungsfehler in Betracht kommen. Minerale, deren Mengen 30—50 % der gesamten durchsichtigen Schwerminerale ausmachten, wiesen 10 × größere Schwankungen auf. Am bedeutendsten sind die Abweichungen bei Werten von geringem Prozentgehalt. Das kommt daher, daß hier die absolute Anzahl der Körner eine sehr kleine ist, so daß ein mehr oder weniger von 2—3 Körnern schon merklich ins Gewicht fällt.

Tabelle 2

Abweichungen vom Mittel der Schwermineralvolumprozentage bei verschiedenen Auszählungen des gleichen Materials

Schwermineralkörner		Abweichungen vom Mittel bezogen auf:	
		Menge d. Minerals = 100	Menge d. ges. Schw.-M. = 100
Opake	80—90%	0,5	0,45
Durchsichtige	30—50%	5,0	2,5*
	1—5 %	20,0	0,6*

*) Menge d. durchs. Schwerminerale = 100

b) Spezielle Angaben über einzelne Schwerminerale

Einen Fall, wo es nicht gelingt, das Material im Kanadabalsampräparat mit Sicherheit zu bestimmen, bildet der Granat. Zunächst ist es schon nicht möglich, die einzelnen Arten (Pyrop, Almandin ...) voneinander zu trennen, da die Färbung ein sehr unzuverlässiges Merkmal ist und überdies bei kleinen Individuen oft zu schwach erscheint. Selbst wenn man von isolierten Körnern die Lichtbrechung bestimmt hat, kann man noch keine sichere Angabe über die Spezies machen, ja, nicht einmal eine verlässliche Unterscheidung gegen die Glieder der Spinellgruppe treffen²⁾. Praktisch kann man sich allerdings darauf verlassen, daß Spinell im Verhältnis zu Granat sehr viel seltener vorkommt. Die gesteinsbildend auftretenden Spinelle sind zudem stets ziemlich dunkel gefärbt. Grün durchscheinender Hercynit und Pleonast dürften andererseits sehr viel häufiger auftreten als der gleichfalls grüne Chromgranat. Wo das fragliche Mineral Flächenentwicklung zeigt, ist die Unterscheidung meist einfach. Spinelle haben die (111) als einzige oder Hauptfläche, Granate nur selten und dann untergeordnet. Granat neigt sehr dazu, andere Minerale im Gesteinsverband zu umwachsen. Er steckt daher häufig voller Einschlüsse, während Spinell sehr arm an Einschlüssen ist. Auf diesen Gegensatz macht bereits H. B. MILNER (7) aufmerksam. Sehr häufig sind die Granate stark verrundet. Man darf aber daraus nicht unter allen Umständen auf starke Abrollung schließen. In kristallinen Schiefen, in denen der Granat hauptsächlich zu Hause ist, ist er oft ohne Flächenentwicklung nur als mehr oder minder kugeliges Gebilde entwickelt. Gelegentlich kann man im auffallenden Licht

²⁾ An isolierten Körnern ließe sich eine Unterscheidung durch den mikrochemischen Nachweis der SiO_2 herbeiführen (siehe z. B. 44).

an dem Granat kristallographisch scharf begrenzte Ätzgruben beobachten (Abb. 1). Die Begrenzung derselben geschieht augenscheinlich durch Rhombendodekaederflächen. Sie entsprechen also den Ätzfiguren, die W. C. BRÖGGER und H. BÄCKSTRÖM durch künstliche Ätzung erzeugten (34, S. 214 f.). Noch auffallender ist das Auftreten völlig zerlappter Formen, wie sie Abb. 2 und 3 zeigen. Beide Erscheinungen sind seit langem bekannt und werden

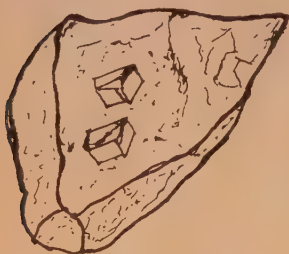


Abb. 1. Granatkorn mit Ätzgrübchen.



Abb. 2 u. 3. Stark korrodierte Granatkörner.

allgemein als sekundär, d. h. als im Sediment entstanden betrachtet (vgl. hierzu 35, S. 44), denn es sind zwar die bizarren Formen, die man manchmal an ihm findet, in den entsprechenden primären Gesteinen (Gneise, Skarn) wohl bekannt, es ist jedoch schwer vorstellbar, daß die Formen in dieser Weise unzerstört verfrachtet wurden. Daß der Widerstand des Granat gegen chemische Angriffe nicht zu hoch eingeschätzt werden darf, ist mehrfach betont worden (vgl. 13, S. 139). Möglicherweise sind es bei ihm wie auch bei anderen Silikaten CO_2 -haltige Lösungen, die zersetzend wirken.



Abb. 4. Säulchen von Rutil mit Korrosionstasche

Auch im Rutil kann man gelegentlich Korrosionstaschen beobachten. Ein besonders auffallendes Beispiel ist in Abb. 4 abgebildet. Es ist bemerkenswert, daß der Hohlraum parallel der Hauptachse liegt. A. v. LASAULX (36) hat gezeigt, daß parallel der Spaltbarkeit nach (100) teilweise auch noch // (110) die Umwandlung des Rutil in Ilmenit sich vollzieht. Ich möchte glauben, daß es sich in den erwähnten Fällen um derartige Umwandlungen des Rutil in Ilmenit im primären Gestein handelt. Dadurch erklärt sich auch die Transportmöglichkeit, da die „Korrosionstaschen“ ja dann von Titaneisen erfüllt waren. Man könnte hier an eine Umwandlung in Karbonat nach dem Transport denken (vgl. HINTZE, Handb. d. Min. 4, 1, S. 46), das bei der Aufbereitung zerstört wird. Wegen der außerordentlich hohen Doppelbrechung (0,29!) sieht man selbst an sehr kleinen und hell gefärbten Individuen keine Polarisationsfarben, und zwar auch nicht an randlich dünneren

Stellen. Daß γ die Längsrichtung der meist langgestreckten und längserieften Körner ist, erkennt man am besten mittels eines Kalkspatkompensators nach EHRLINGHAUS, der für mittlere Wellenlängen bis zur 133. Ordnung reicht (37). Das entspricht einem Gangunterschied von $\sim 0,0783$ mm. Man kann also Rutilkörner bis zu einer Dicke von 0,27 mm damit kompensieren.

Es ist jedoch nicht leicht, den Graustreifen zu erkennen. Jedenfalls aber kann aus dem Wanderungssinn der Farbstreifen der optische Charakter der Längszone bestimmt werden. In den Sedimenten ist der Rutil öfters von gelblich grauer Farbe, während er in den primären Vorkommen (in kristallinen Schiefern und Eruptivgesteinen) meist rot, tiefgelb oder braun erscheint. Vielleicht ist diese Farbänderung durch beginnende Zersetzung bedingt.

Rutil ist gelegentlich mit gelbem Zirkon verwechselt worden. Das beste Unterscheidungsmerkmal diesem gegenüber ist dessen viel geringere Doppelbrechung (0,05). Da beide Minerale gewöhnlich in nach c gestreckten Säulchen vorliegen, kann man sich eine zahlenmäßige Angabe über die Doppelbrechung leicht dadurch verschaffen, daß man den mit dem Kompensator gemessenen Gangunterschied durch die Breite der Säulchen (von der man in groberer Annäherung voraussetzt, daß sie nicht viel größer als die Dicke sei) dividiert. Wegen des sehr großen Doppelbrechungsunterschiedes der beiden Minerale kommt man so zu eindeutigen Werten. Im Gegensatz zum Rutil sind übrigens die gelben und braunen Zirkone nur äußerst schwach pleochroitisch. Die gefärbten Varietäten sind oft ganz trübe. Zum Teil ist wohl auch eine Zersetzung eingetreten. („Malakon“), dann sind Licht- und Doppelbrechung stark erniedrigt. Auffallend ist, daß die ungetrübten Exemplare meist arm an kleinen Einschlüssen sind, dagegen wenige größere (Erzpartikel, Gasblasen ...) zu enthalten pflegen. Diese Beobachtung stimmt mit den Angaben von K. v. CHRUSTSCHOFF (38) überein, der schon vor langer Zeit die Zirkone in verschiedenen Gesteinen genauer untersucht hat. Ebenso wie beim Granat (siehe S. 93) muß man auch hier mit der Beurteilung der Verrundung vorsichtig sein: Der Zirkon hat oft schon in seinem Muttergestein eine völlig rundliche Gestalt. Leider gibt es auch, wie schon F. ZIRKEL (39, S. 400) hervorhob, keinen leicht erkennbaren Zusammenhang zwischen Formausbildung der Zirkonkristalle und Art des Muttergesteins.

Abb. 5 zeigt einen Zirkon (l. c.) aus einem Norwegischen Granit. Im gleichen Gestein finden sich aber auch Individuen mit scharfer Flächenbegrenzung. Durch verschiedene Färbung erkennbarer Zonarbau ist zwar oft sehr scharf ausgebildet, doch geht diese innere Streifung, wie ebenfalls CHRUSTSCHOFF bereits bemerkte (l. c.), durchaus nicht immer der primären Begrenzung parallel, so daß man also in abgerollten Körnern keinen Schluß von jener auf diese ziehen kann. In primären Gesteinen wechselt, wie es scheint, nur die Intensität der Färbung, so daß also hellgelbe, dunkelbraune bis fast schwarze Individuen im gleichen Gestein vorkommen, in Sedimenten hingegen können farblose, gelbe, rosa gefärbte und bläuliche nebeneinander auftreten. In einer ausführlichen Arbeit von W. v. ENGELHARDT (40) ist dieser



Abb. 5. Zirkonkorn in Granit, völlig rund ausgebildet mit großem Einschuß.

Umstand für die Herkunft des untersuchten Materials aus verschiedenen Gebieten ausgewertet. Das Vorkommen von Zirkonen, deren mittlerer Durchmesser mehrere Millimeter und darüber beträgt, wie wir sie z. B. aus Skarnen kennen, spielt für ihr Auftreten in Sedimenten mengenmäßig gar keine Rolle. Im Blauschlick und Globigerinenschlamm des Guinea-Beckens fand V. LEINZ (44)

Zirkon vornehmlich in der Korngrößenfraktion 0,05 bis 0,01 mm. Die in mehr oder weniger großer Zahl in allen Eruptivgesteinen vorhandenen Zirkone haben mittlere Durchmesser von höchstens 2 mm, meist wesentlich weniger. Nach den Messungen, die CHRUSTSCHOFF (l. c.) an Zirkonkörnern ausführte, die er aus 12 Eruptivgesteinen auf chemischem Wege und durch Schlämmen isolierte, sind die Zirkone in den darunter befindlichen 5 Ergußgesteinen sehr merklich größer als in den 7 Tiefengesteinen. Während die Zirkonkörner in den letzteren durchschnittlich 0,10 mm lang und 0,03 mm breit und dick waren, betragen die entsprechenden Abmessungen in den ersteren im Mittel 0,18 bzw. 0,08 mm. Ob diese Verhältnisse allgemeinere Bedeutung haben, müßten weitere Messungen an primären Gesteinen lehren.

Eine Verwechslung des Rutil mit Anatas ist nicht wohl möglich. Abgesehen davon, daß dieser viel geringere Doppelbrechung hat als jener, eine gute Spaltbarkeit senkrecht zur Hauptachse besitzt und optisch negativ ist, erscheint er auch in den Sedimenten mehr oder minder tafelig nach (001), nie aber langnadelig entwickelt.

Häufigkeitsziffern von der gleichen Größenordnung wie Zirkon und Rutil erreicht in vielen Sedimenten der Turmalin. Der für seine Erkennung in erster Linie charakteristische Pleochroismus besteht meistens in einem Wechsel zwischen einem helleren gelblichen oder bräunlichen (ε) und einem sehr dunklen grünlichen (ω) Ton (Schörl). Weniger häufig sind Arten, bei denen ε ein mehr oder minder helles Rotbraun, ω ein Braunschwarz zeigt (Dravit). Körner, bei denen rosa gegen dunkelblau oder orange wechselt, oder ein gelblicher Ton von einem dunkelgrauen abgelöst wird, sind viel seltener. Auch eine völlige Farblosigkeit für ε ist nur sehr selten zu sehen. Diese Häufigkeitsverhältnisse entsprechen aber durchaus denjenigen, die der Turmalin in den Massengesteinen zeigt. Verwechslungsmöglichkeiten bestehen hauptsächlich gegenüber Hornblende, Epidot, Glimmer und Hypersthen. Bei der gewöhnlichen Hornblende ist eine Verwechslung nicht gut möglich, weil bei dieser γ' in der Längsrichtung der Fasern (Spaltbarkeit ist oft nicht zu erkennen) liegt. Bei den Hornblenden der Arfvedsonit-Gruppe liegt α in der Faserrichtung. Dagegen ist hier — entgegen der BABINET'schen Regel, welcher der Turmalin stets folgt — die Absorption von α gewöhnlich stärker als die von γ . Bei Epidot, der zufolge seiner Spaltbarkeit (100) und (001) und seines Habitus die Neigung hat, Fasern mit der Längsrichtung b zu bilden, ist, da b mit β zusammenfällt, je nach der zufälligen Auflagerungsfläche manchmal γ' , manchmal α' parallel der Längsrichtung, die natürlich stets gerade Auslöschung zeigt. Für den Fall, daß $\alpha' \parallel b$ ist, ist auch bezüglich der Absorption Übereinstimmung mit Turmalin, da diese auch bei Epidot der BABINET'schen Regel folgt. Auch hier sind, wie bei der Hornblende, Spaltrisse oft nicht zu sehen. (Über konoskopisches Verhalten vgl. bei Epidot.) An Biotit- und Chloritschuppen (letztere sollten eigentlich bei der Trennung mit CHBr_3 in Schwebelösung bleiben) kann man fast stets randliche Spaltrisse erkennen. Sollte dies einmal nicht der Fall sein, so ist es am besten, auf den Drehtisch überzugehen. Man kann mit seiner Hilfe deutlich die Spaltbarkeit nach der Endfläche und die gegenüber Turmalin merklich höhere Doppelbrechung des ersteren feststellen. Überdies liegen Turmalinkörner nur selten mit einer zur Basis parallelen Fläche auf. Bei Bronzit- oder

bei Hypersthenfasern, die oft den auffallenden Pleochroismus von gelblichrot gegen grün zeigen, kann man in ähnlicher Weise argumentieren wie bei der Hornblende: stets liegt in der Längsrichtung γ , das hier spitze oder stumpfe Bisektrix sein kann, also keinen eindeutigen Hinweis für die Orientierung gibt, und diese Richtung ist auch diejenige der stärkeren Absorption. Falls also morphologische Merkmale vorhanden sind, ist die Unterscheidung gegen Turmalin gut möglich.

Das Auftreten starker Absorption wirkt indessen allgemein verändernd auf die konoskopischen Interferenzbilder. In (46) sind diese Verhältnisse etwas näher besprochen. Hier sei nur die für die Bestimmung wichtige Tatsache vermerkt, daß bei einachsigen Mineralen mit starker Absorption der Öffnungssinn des schwarzen Kreuzes (LOMMEL'sche Regel) in Lagen // c (die ja bei Turmalin in Streupräparaten natürlicherweise weitaus die häufigsten sind) nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen ist, weshalb man also auf die Bestimmung des optischen Charakters verzichten muß. Da in solchen Lagen auch die Einachsigkeit nicht festgestellt werden kann, bleiben als Erkennungsmerkmale außer der Beurteilung von Licht- und Doppelbrechung die Übereinstimmung der Richtung der stärkeren Absorption mit der Richtung der stärkeren Lichtbrechung einerseits, mit der morphologischen Längsrichtung andererseits, ferner die Stärke der Absorption und der Umstand, daß, wie die oben aufgezählten Farbenpaare zeigen, die beiden Wellenbündel sich nicht nur in der Intensität des durchgelassenen Lichtes unterscheiden, sondern daß es im allgemeinen stark verschiedene Spektralbereiche sind, in denen die Absorption stattfindet, während bei anderen Mineralen mit starkem Pleochroismus (Biotit, gemeiner Chlorit, gemeine Hornblende, grüner Epidot, Staurolith ...) gleiche oder nah verwandte Farben nur mit verschiedener Intensität erscheinen.

Auch für Korund ist häufig ein Merkmal der Färbung charakteristisch: die deutlich bläulich oder rötlich gefärbten Exemplare haben meist ein auffallend fleckiges Aussehen. Manchmal ist eine Andeutung der Absonderung nach (0001) erkennbar. Im übrigen tritt er in wohl ziemlich allen seinen Vorkommen in nur sehr geringer Menge auf. Farbloser Korund kann wegen seiner negativen Doppelbrechung und mangels deutlicher Spaltbarkeit leicht mit Apatit oder Beryll verwechselt werden; einem geübten Beobachter wird allerdings seine höhere Lichtbrechung nicht entgehen.

Eine einigermaßen sichere Unterscheidung zwischen Apatit und Beryll ist zwar optisch wohl nicht möglich. Dagegen ist der chemische Nachweis von Phosphat so bequem und empfindlich — es sei hierbei auf die namentlich für die Prüfung von Gesteinen sehr brauchbare Benzidinreaktion (41) verwiesen —, daß der Apatit stets auf diesem Wege leicht nachgewiesen werden kann. Bei gut durchgeführter Trennung mit CHBr_3 sollte Beryll nicht in den Schwermineralfraktionen erscheinen, da seine Dichte höchstens 2,9 ist (vgl. S. 81). C. BURRI (l. c.) hat Apatit aus den Tessiner Flußsandten beschrieben in Form von kleinen, gut begrenzten prismatischen Kristallen. In Fällen, wo er stark verrundete Körner bildet, darf man jedoch auch hier nicht ohne weiteres auf Verrundung durch Abrollung schließen. Es ist daran zu erinnern, daß die Apatite in kristallinen Schiefen normalerweise brotlaibförmige Gestalt besitzen.

Die gelbbraune Färbung des Staurolith erscheint in den Körnerpräparaten meist wesentlich dunkler als man das in Dünnschliffen gewohnt ist. Das liegt nur zum Teil daran, daß man es hier gewöhnlich mit größeren Dicken zu tun hat (bei Körnerdicken von $\sim 0,1$ mm etwa das Dreifache von Querschnitten in Dünnschliffen). Man erkennt das daran, daß unter gleich dicken Körnern annähernd gleicher Lage solche mit normaler Färbung neben dunkel braunrot durchscheinenden auftreten. Nun gibt es zwar sehr dunkle Staurolithtypen, es wäre indessen auch denkbar, daß bei der Verwitterung eine Oxydation stattfände, die zu der genannten Farbänderung führen könnte. Häufig sind die Staurolithkörner voller Quarzeinschlüsse. Das kann nicht wunder nehmen, wenn man an ihre eigentliche Heimat, die kieselsäurereichen kristallinen Schiefer denkt, in denen sie oft völlig poikilitisch — unter Umständen unter Abbildung der Schieferungsrichtung — von Quarz durchwachsen vorkommen.

Bei der Bestimmung darf man sich nicht zu sehr auf die Erkennung des optisch positiven Charakters verlassen wollen, denn der Winkel der optischen Achsen kann bis zu $88\frac{1}{2}^\circ$ anwachsen. Es ist dann bei Kornlagen, welche die Achse zentrisch austreten lassen, die Durchbiegung des Balkens kaum zu erkennen; auch in Lagen parallel zur Achsenebene werden die Kriterien undeutlich. Hat man eine Lage vor sich, bei welcher die eine Bisektrix austritt, so kann man zwar, wie bei allen Kristallen mit sehr großem Achsenwinkel, entscheiden, ob sie α oder γ , nicht aber, ob sie stumpfe oder spitze Bisektrix ist. Verlässlicher ist das Merkmal, daß bei Körnern mit säuligem Habitus γ parallel der Längsrichtung liegt.

Recht häufig kann man beobachten, daß in Lagen, in denen der Achsenbalken konoskopisch gut zu erkennen ist, diesem parallel deutlich Spaltrisse verlaufen. Diese entsprechen einer Spaltbarkeit nach (100), die in den meisten einschlägigen Büchern nicht vermerkt ist. G. TSCHERMAK hat sie bereits in seinem Lehrbuch der Mineralogie 1885 erwähnt. Ich konnte auch in Dünnschliffen von Staurolithgneisen öfters die Beobachtung machen, daß in Staurolithschnitten, in denen der Achsenbalken das Gesichtsfeld zentrisch querte, gleichzeitig recht gute, senkrecht stehende, seinem Verlauf parallele Spaltrisse zu sehen waren. Zwillinge scheinen bei Körnern von der Größenordnung, um die es sich hier handelt, sehr selten aufzutreten. Vielleicht kommt dies daher, daß ein beträchtlicher Teil der Körner nur Bruchstücke viel größerer Individuen darstellt.

Geradezu charakteristisch ist der zuletzt genannte Umstand für die Glieder der Bronzitreihe. In vielen Gesteinen, in denen sie vorkommen, sind sie größtenteils von sehr erheblichen Dimensionen. In den Sedimenten findet man daher innerhalb der hier betrachteten Korngröße hauptsächlich mehr oder minder ausgefaserte Schuppen, die von (100)—(010), oder (110) — Spaltebenen begrenzt sind, denn alle drei Spaltbarkeiten sind als sehr gut zu bezeichnen; da der Achsenwinkel oft nahe bei 90° liegt, ist hier ähnliches zu sagen wie bei Staurolith. Speziell bei Hypersthenen mit starkem Pleochroismus können in Lagen parallel der Achsenebene ($= (100)$) für die konoskopische Beobachtung die gleichen Schwierigkeiten auftreten, wie sie für Turmalinhauptschnitte näher besprochen wurden.

Ein Mineral, das ebenfalls meist kräftig gefärbt erscheint und außerdem deutlichen Pleochroismus zeigt, ist der Epidot. Die Bestimmung in Korngrößenpräparaten ist schwierig. Es sollen daher die Merkmale hier ausführlicher besprochen werden. Der Pleochroismus äußert sich in einer Schwankung zwischen dunkleren grünen oder bräunlichen Tönen gegen hellere gelbgrüne oder seltener schwach rosafarbige. Wegen seiner sehr guten Spaltbarkeit nach (001) trifft man in Körnerpräparaten hauptsächlich Spaltblättchen nach dieser Fläche. In solchen Spaltplättchen sieht man gewöhnlich die Spaltrisse nach der (100)-Fläche. Sie stehen nahezu senkrecht, und sind meist zahlreich und deutlich. Ihnen parallel sieht man häufig zahlreiche kurze, spindel- oder röhrenförmige Hohlräume (Abb. 6) eingelagert. F. ZIRKEL (39) beschreibt in seinem Lehrbuch der Petrographie I, S. 377 solche langgestreckte hohle Röhren aus Zoisiten. Den beiden Spaltbarkeiten entspricht die morphologische Längserstreckung nach der b -Achse. Eine weitere Folge ist das Auftreten zackiger Lösungsformen parallel zu dieser Richtung, ganz analog den durch Auflösung nach den beiden Spaltbarkeiten entstandenen faserigen Endigungen, wie sie an Hornblende und Pyroxen von MILNER (7), EDELMANN (42) und JASMUND (43, S. 518) beschrieben wurden (siehe Abb. 7). Es erhebt sich hier die Frage, wann diese „Korrosion“ entstanden ist: vor oder nach der Ablagerung. Ersteres wäre wohl nur dann denkbar, wenn die Körner vor dem Transport z. B. von Karbonat umhüllt und so vor Abrollung geschützt worden sind. Wahrscheinlicher ist es wohl, diese Zersetzung als eine Nebenerscheinung der Diagenese anzusehen. Vielleicht wirken CO_2 -haltige Wässer lösend auf die Silikate ein. Übrigens hat der Epidot offenbar noch eine weitere, wenn auch sehr schlechte Spaltbarkeit, die sich in den Spaltblättchen nach (001) durch kurze Risse parallel der (010)-Richtung zu erkennen gibt. Die an sich bei Epidot nicht seltenen Zwillinge nach (100) sind in Körnerpräparaten kaum je zu sehen, weil man meist Spaltblättchen nach der (001) hat. Da nämlich

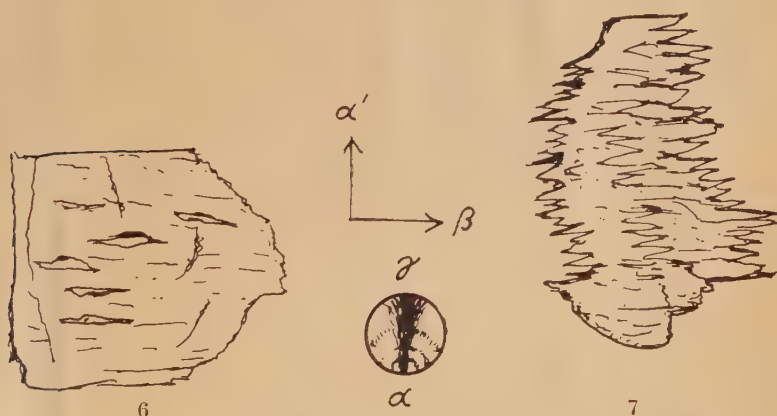


Abb. 6. Epidotkorn: Spaltblättchen // (001) mit einer Schar spindelförmiger Hohlräume parallel β . Daneben zur Orientierung schematisch das zugehörige konoskopische Bild.

Abb. 7. In Richtung β durch Korrosion stark zerfasertes Epidotkorn.

einerseits die Achsenebene senkrecht zu (100) steht, andererseits die Neigung der Indexellipsoide in den beiden Teilindividuen gewöhnlich nur $4-8^\circ$ voneinander abweicht, ist in dieser Projektion kein Unterschied in den Auslöschungsrichtungen und ein nur sehr geringer in der Polarisationsfarbe vorhanden. Lagen // (010), in denen man α in beiden Teilindividuen beobachten kann (siehe Abb. 8) sind wegen der Morphologie und Spaltbarkeitsverhältnisse des Epidot sehr selten. Daß sie hie und da vorkommen, spricht für das Vorhandensein der oben erwähnten schlechten Spaltbarkeit nach (010). Es bietet — nebenbei bemerkt — ja gerade die Untersuchung natürlicher Zerreibsel ein wichtiges Kriterium für die Beurteilung der Kohäsionsverhältnisse, das früher kaum verwendet wurde, weil man hauptsächlich Dünnschliffe fester Gesteine mikroskopierte und sich mit lockeren Massen erst in neuester Zeit viel beschäftigte.



Abb. 8. Epidotzwilling nach (100). Spaltstück nach (010) [vergr. etwa 100mal].

Wegen des meist ziemlich starken Pleochroismus sind die Körner je nach Lage verschieden tief und oft auch etwas verschiedenartig gefärbt. Man kann sich davon leicht in Pulverpräparaten grüner Epidote überzeugen. Dieser Umstand wird noch durch die Tatsache verstärkt, daß Epidot oft fleckig ist, d. h. daß im gleichen Individuum die Färbung stellenweise wechselt, so daß also verschieden stark gefärbte Splitter von gleichem Material stammen können. Man darf also aus derartigen Unterschieden nicht auf das Vorhandensein verschiedener Epidot- oder gar Mineralarten schließen. Es kommt indessen vor, daß das Auftreten verschiedener Epidotarten nachgewiesen werden kann. In einem besonderen Falle konnte ich beobachten, daß von allen als Epidot zu identifizierenden Körnern die tief grün gefärbten stark verrundet waren, während die sehr wenig gefärbten mehr eckige Formen aufwiesen. Es war also aus zwei verschiedenen Gebieten Epidot zugemischt worden.

Es gibt eine Menge Minerale, mit denen man Epidot unter dem Mikroskop leicht verwechseln kann. Mit Klinozoisit verbinden ihn alle Übergänge durch Glieder mit immer mehr abnehmendem Eisengehalt. Wegen des letztgenannten Umstandes sind die Klinozoisite auch viel weniger tief gefärbt. Unterscheidendes Merkmal ist der optisch positive Charakter. Anomale

Interferenzfarben zeigt der Klinozoisit nur manchmal. Vor einer Verwechslung mit Hornblende schützt die gerade Auslöschung der Spaltblättchen in bezug auf die Spaltrisse nach (100) und die Lage der Achsenebene senkrecht zu den Spaltrissen (100) allgemein. Mehrfach ist Epidot auch schon für Diopsid gehalten worden. Die Unterscheidung in dieser Hinsicht ist jedoch von besonderer Wichtigkeit für die Beurteilung der Abstammung des Sedimentes; denn der diopsidische Pyroxen ist sowohl in magmatischen Gesteinen wie in Metamorphiten eine primäre Bildung, während der gemeine (grüne) Epidot zumindest in der großen Mehrzahl der Fälle als Umwandlungsprodukt anderer Minerale auftritt. Ein einfaches Unterscheidungsmittel hat man im Pleochroismus: Diopsid ist, wie man seit langem weiß, nie merklich pleochroitisch. Bei geringer Färbung oder in gewissen Kornlagen erscheint allerdings auch der Epidot nicht pleochroitisch. Um eine längere Beschreibung der Unterscheidungsmöglichkeit zu ersparen, sind die optischen Kriterien beider Minerale in der Tabelle 3 nebeneinandergestellt.

Tabelle 3

Einige mikroskopische Merkmale zur Unterscheidung von Epidot- und Diopsidkörnern in Sanden

Die Kornlage gestattet eine Aussage über:	Epidot	Diopsid
1. I. Mittellinie (im Gesichtsfeld tritt aus: I. oder II. Mittellinie oder eine opt. Achse oder die opt. Normale oder Normale im Gebiet der Zone $\beta \rightarrow$ I. Mittellinie)	opt. + oder opt. —, $2V_I$ selten unter 80°	stets opt. + $2V_I$ selten über 60°
2. Lage der Ebene der opt. Achsen (opt. symmetr. Bild aus der Zone der opt. Normale als Zonenachse)	AE \perp zu Spaltrissen und zu ($//$ [010]) eingelagerten Spindeln [010]	AE $//$ oder \perp zu Spaltrissen (110)
3. Eine der beiden opt. Achsen (A_1 oder A_2 tritt im Gesichtsfeld aus). Fällt z. T. zusammen mit 1	sehr häufiger Fall, Neigung der Achse zur Normalen des Präparates, dann meist $\sim 12^\circ$, Hauptspaltbarkeit dann in der Horizontalebene	selten, Spaltebenen dann ziemlich steil, schräg zur Achsenebene
4. Allgemeine Lage (Indikatrix schief getroffen)	häufig stark pleochroitisch	niemals pleochroitisch

Es scheint Epidote zu geben, welche genau den gleichen Pleochroismus aufweisen, wie der Staurolith. Da außer dem optischen Charakter (Staurolith ist nur optisch positiv bekannt) alle optischen Merkmale sehr ähnlich sind, ist nur dieser als Unterscheidungsmittel brauchbar. Vom gelblichen Epidot ist Staurolith daher (vgl. S. 98) unter Umständen nicht zu trennen.

Olivin ist in Sedimenten im allgemeinen sehr viel seltener als Epidot wegen seiner geringeren chemischen Widerstandsfähigkeit. In größeren Mengen ist er aus rezenten Sedimenten bekannt. Er ist unter dem Mikroskop nie merklich pleochroitisch, gewöhnlich überhaupt fast farblos. Die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale bestehen darin, daß Olivin keine Spaltbarkeit besitzt, die auch nur annähernd so gut wäre wie die nach der (001) bei Epidot, und daß unregelmäßige Sprünge für ersteren charakteristisch sind. Olivinkörner sind ferner meist isometrisch und tragen manchmal deutliche Zeichen der Zersetzung (Bildung von Eisenhydroxyd, Serpentin). Nebenbei sei an folgendes Erkennungsmerkmal erinnert. Der Achsenwinkel des Olivin ist sehr häufig nahe 90° . Das gleiche gilt für Epidot und Bronzit, stets für Staurolith. Man trifft daher bei diesen Mineralen sehr häufig Kornlagen, die im Konoskop eine unter 45° gegen die Nikolschwingungsrichtungen gerade gestreckt durch die Gesichtsfeldmitte verlaufende Isogyre zeigen, siehe F. BECKE (44).

Gelegentlich kann man auch bei Olivin kleine Einbuchtungen (Reste von „Korrosionstaschen“?) beobachten; bekanntlich sind diese ja im ursprünglichen Gestein häufig an ihm zu sehen. Daß sich zerlappte Formen beim Transport halten können, kann, wie bereits S. 94 erwähnt, auf Umhüllung mit einem Material (Karbonat, Magnetkies, Magnetit ...) zurückzuführen sein, welches die vorhandene Form während des Transportes schützte und dann durch Diagenese (oder durch die Aufbereitung!) zerstört wurde. In gleicher Weise können auch kristallographische Formen geschützt werden, weshalb scharfe idiomorphe Begrenzungen noch kein Beweis für die Neubildung des betreffenden Minerals im Sedimente ist. Man könnte hier in Analogie zu P. ESKOLA von „gepanzten Reliktformen“ gegenüber den mechanischen Einwirkungen der Sedimente sprechen. Natürlich können die oben erwähnten Einbuchtungen im Olivin auch diagenetisch entstehen. Wie bei allen strukturellen Deutungen ist auch hier größte Vorsicht geboten.

Den in primären Gesteinen in so großer Menge vorhandenen braunen Biotit findet man in Sedimenten scheinbar nur in kleinen Mengen wieder. Tatsächlich ist er aber vorhanden in Gestalt der mehr oder minder farblosen Glimmerschuppen der Sandsteine, Tone usw. Gelegentlich findet man auch tiefgrüne Biotite. Sie sind von dem gleichfalls grünen Chlorit manchmal noch durch die höhere Doppelbrechung zu unterscheiden oder auch durch die oft anomalen Polarisationsfarben des letzteren.

Durch auffallende Dispersionerscheinungen verrät sich der Titanit, der zwischen gekreuzten Nicols im übrigen nur das Weiß der höheren Ordnung zeigt. Im gewöhnlichen Licht erscheinen selbst dickere Körner meistens farblos. Es ist auffallend, daß man sehr häufig Körner trifft, bei denen die erste Mittellinie austritt. Dies kommt wahrscheinlich daher, daß die Titanite in den Muttergesteinen vorwiegend flach, d. h. stark verkürzt in der c-Richtung ausgebildet sind. Namentlich die Pyramiden- (123)- sowie die (102)-Fläche, deren Normalen der γ -Richtung nahe liegen, sind oft groß entwickelt, so daß Bruchstücke mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit ein Stück einer solchen Fläche als Begrenzung haben, auf der sie dann häufig im Präparat aufliegen.

Bei Disthen ist das häufige Auftreten von Körnern, welche die spitze Bisektrix austreten lassen, durch die ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (100) ohne weiteres verständlich; indessen sind auch die anderen Spaltbarkeiten [nach (001) und (010)] immerhin so gut, daß man öfters auch Lagen dieser Art findet. Spaltblättchen // (001) zeigen praktisch gerade Auslöschung und am Rande allenfalls den Austritt der Mittellinie γ . Es ist erstaunlich, daß man dies Mineral, obwohl es mehrere gute Spaltbarkeiten besitzt, häufig in stark verrundeten Exemplaren antrifft. Gelegentlich habe ich deutlich verätzte Exemplare angetroffen. Es kommen auch solche mit tiefen Korrosionstaschen oder ganz zerlappte vor. Auch diese Lösungserscheinungen sind wohl sekundär im Sediment entstanden.

Die vorstehende Arbeit war bereits für die Fortschritte der Min. usw. Bd. 1945 gesetzt; infolge der Nachkriegsverhältnisse konnte sie jedoch erst jetzt gedruckt werden.

VI. Benutzte Schriften

1. C. W. CORRENS, Zur Methodik der Schwermineraluntersuchung. *Z. f. angew. Min.* 4. (1941/42.) S. 1—11.
2. W. v. ENGELHARDT, Die Unterscheidung wasser- und windsortierter Sande auf Grund der Korngrößenverteilung ihrer leichten und schweren Gemengteile. *Chemie d. Erde.* 12. (1939/40.) S. 451—456.
3. W. SCHEIDHAUER, Gravitative Auslesevorgänge bei der Sedimentation von Sanden. *Chemie d. Erde.* 12. (1939/40) S. 468—507.
4. C. BURRI, Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Fluß-Sanden. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 9. (1929.) S. 205—240.
5. W. v. ENGELHARDT, Die Geochemie des Bariums. *Chemie d. Erde.* 10. (1936.) S. 187—246.
6. R. DELKESKAMP, Die weite Verbreitung des Baryums in Gesteinen und die sich hieraus ergebenden Beweismittel für die Anwendbarkeit der Lateralsekretionstheorie auf die Genesis der Schwerspatgänge. *Z. f. prakt. Geol.* 1902. S. 117 bis 126.
7. H. B. MILNER, *Sedimentary Petrography*. London 1929. Th. Murby u. a. Co.
8. C. DOELTER, *Handbuch der Mineralchemie* III/2, 1926.
9. O. SCHOTT, Beiträge zur Kenntnis der unorganischen Schmelzverbindungen. *Ref. in Z. f. Krist.* 5. (1881.) S. 611.
10. M. A. GORGEV, Production artificielle de la Barytine, de la Célestine et de l'Anhydrite. *Bull. Soc. Min.* 10. (1887.) S. 284—288.
11. O. SACKUR, Geschmolzene Salze als Lösungsmittel II. Löslichkeitsbestimmungen. *Z. f. phys. Chemie.* 78. (1912.) S. 564.
12. K. TREIS, Kristallographische und thermische Untersuchungen von Systemen aus Bleichlorid und Chloriden einwertiger Metalle. *N. Jb. f. Min. Beil.-Bd.* 37. (1914.) S. 766—818.
13. H. DEECKE, Schwermineral-Untersuchungen zur Paläographie von Jura und Kreide in Norddeutschland. *Mitt. a. d. Geol. Staatsinstitut Hamburg*, Heft XV. (1935.) S. 109—151.
14. J. W. RETGERS, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünen sande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluß- und Meeressanduntersuchungen im allgemeinen. *N. Jb. f. Min.* 1895 I. S. 16—74.
15. H. KLEINSORGE, Granatsäume von der Ostsee bei Niendorf. *N. Jb. f. Min. Beil.-Bd.* 74. (1938.) S. 20—35.
16. C. H. EDELMANN, Ergebnisse der sedimentpetrographischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. *Geolog. Rundschau* 29. H. 3/5. (1938.) S. 223—273.
17. P. SABBAN, Die Dünen der südwestlichen Heide Mecklenburgs und über die mineralogische Zusammensetzung diluvialer und alluvialer Sande. *Mitt. Meckl. Geol. Landesanst.* 8. (1897.) S. 1—52.

18. R. WEYL, Sedimentpetrographische Studien zur Paläographie des Oligocäns im nordwestlichen Rheintalgraben. N. Jb. f. Min. Beil.-Bd. 80 B (1938.) S. 31—62.
19. H. SCHUMANN, Schwermineraluntersuchungen an Cornbrash-Sandsteinen Nordwestdeutschlands. Öl und Kohle. 40. Jahrg. (1944.) S. 303—307.
20. W. v. ENGELHARDT, Mineralogische Beschreibung eines mecklenburgischen Bodenprofils. Chemie d. Erde. 11. (1937.) S. 17—37.
21. —, Zerfall und Aufbau von Mineralien in norddeutschen Bleicherdewaldböden. Chemie d. Erde. 13. (1940.) S. 1—43.
22. E. SCHMIDT, Der altdiluviale Geschiebemergel als Bodenbildner in der Hamburger Gegend. Chemie d. Erde. 4. (1930.) S. 475—500.
23. W. PRALOW, Mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchung einiger Proben des estländischen blauen Tons. Chemie d. Erde. 11. (1938.) S. 480—497.
24. F. K. SCHLÜNZ, Mikroskopische und chemische Untersuchungen zweier Tone. Chemie d. Erde. 8. (1933.) S. 167—185.
25. C. LUEDECKE, Untersuchungen über Gesteine und Böden der Muschelkalkformation in der Gegend von Göttingen. Z. f. Naturwiss. 65. (1892.) S. 219—348.
26. I. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK, Beiträge zur Kartierung der quartären Sande. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896. S. 773—807.
27. —, Beitrag zur Kartierung der quartären Sande. N. Jb. 1895 I. S. 272.
28. W. W. RUBBY, The Size-distribution of heavy minerals within a water-laid Sandstone. Journ. of Sed. Petrol. 3. (1933.) S. 3—29.
29. H. SCHNEIDERHÖHN & P. RAMDOHR, Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin 1931.
30. C. H. EDELMANN, Mineralogische Untersuchungen an Sedimentgesteinen. Fortschr. d. Min. 15. (1931.) S. 289—291.
31. P. RAMDOHR, Die Erzminerale in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss. math. nat. Kl. Nr. 2, Jahrg. 1940.
32. H. ROSENBUSCH & O. MÜGGE, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Stuttgart 1927. Verlag E. Schweizerbart.
33. H. SCHUMANN, Über den Anwendungsbereich der konoskopischen Methodik. Fortschr. d. Min. Krist. Petr. 25. (1941.) S. 217—252.
34. C. W. BRÖGGER & H. BÄCKSTRÖM, Die Mineralien der Granatgruppe. Z. f. Krist. 18. (1891.) S. 209—276.
35. P. G. H. BOSWELL, On the mineralogy of the sedimentary rocks. London 1933.
36. A. v. LASAULX, Über Mikrostruktur, optisches Verhalten und Umwandlung des Rutil in Titaneisen. Z. f. Krist. 8. (1884.) S. 54—75.
37. A. EHRLINGHAUS, Drehkompensatoren mit besonders großem Meßbereich. Z. f. Krist. A. 102. (1939.) S. 85—111.
38. K. v. CHRUSTSCHOFF, Beitrag zur Kenntnis der Zirkone in Gesteinen. M. P. M. 7. (1886.) S. 423—441.
39. F. ZIRKEL, Lehrbuch der Petrographie. 3. 2. Aufl. Verlag W. Engelmann, Leipzig 1893.
40. W. v. ENGELHARDT, Untersuchungen an den Schwermineralen des nordwestdeutschen Rät. Öl u. Kohle. 38. (1942.) S. 259—265.

41. H. LEITMEIER & F. FEIGL, Ein rascher und empfindlicher Nachweis der Phosphorsäure. *Min. Petr. Mitt.* **39.** (1928.) S. 224—240.
42. C. H. EDELMANN, Diagenetische Umwandlungserscheinungen an detritischen Pyroxenen und Amphibolen. *Fortschr. d. Min.* **16.** (1932.) S. 67/68.
- 42a. —, Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole. *Min. Petr. Mitt.* **42.** (1932.) S. 482—490.
43. K. JASMUND, Über den Mineralbestand einiger Kaoline unter besonderer Berücksichtigung der kolloiden Größenordnungen. *Chemie d. Erde.* **12.** (1940.) S. 508—535.
44. C. W. CORRENS, Die Sedimente des äquatorialen atlantischen Ozeans. Bd. III der *Wiss. Ergebn. d. deutsch. atlant. Expedition auf d. Forschungs- u. Vermessungsschiff „Meteor“ 1925—1927, 1937.*
45. A. FIEDLER, Sedimentpetrographische Gliederung der Geschiebemergel Mecklenburgs. *Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst.* **57.** (1936.) S. 111—145.
46. H. SCHUMANN, Über den Einfluß relativ starker selektiver Absorption auf konoskopische Bilder. *N. Jb. f. Min.* 1945—1948. A. S. 100—106.
47. —, Über den Schwermineralgehalt der von P. SABBAN veröffentlichten Heidesandproben. *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr.* **2** (1950) S. 189—194.

